

首都直下地震モデル・被害想定手法検討会

地震モデル 報告書

令和7年12月19日

目次

1. はじめに	1
2. 東京圏及びその周辺地域の地震活動・プレート構造	4
2. 1. 東京圏及びその周辺地域で発生する地震について	4
2. 2. フィリピン海プレート・太平洋プレートの構造等に関する調査・研究	5
(1) フィリピン海プレートの形状について	5
(2) 太平洋プレートの形状について	5
(3) フィリピン海プレートの運動について	5
(4) 地盤モデルについて	6
3. 本報告で想定する地震	7
3. 1. 東京圏及びその周辺地域の直下で発生する地震 (M7クラス)	7
(1) フィリピン海プレート内で想定する地震 (ほぼ全域で発生する可能性があるものの、10 地震を想定)	8
(2) 地表断層が不明瞭な地震として想定する地震 (全域で発生する可能性があるものの、1 地震を想定)	9
(3) フィリピン海プレートと北米プレートの境界で想定する地震 (2 地震を想定)	9
(4) 主要な活断層に対し想定する地震 (5 地震を想定)	9
(5) 伊豆半島の東部 (西相模灘) で想定する地震	11
3. 2. 東京圏及びその周辺地域で発生する海溝型地震 (M8 クラス、最大クラス)	11
(1) 大正関東地震タイプの地震	12
(2) 元禄関東地震タイプの地震	12
(3) 房総半島南東沖で想定される地震	13
(4) 最大クラスの地震	13
(5) 延宝房総沖地震タイプの地震	14
4. 強震断層モデル及び震度分布等の推定	15
4. 1. 震度分布の計算手法	15
(1) 強震波形計算手法による震度の推計	15

(2) 表層 30m の平均 S 波速度と震度の増幅について	16
4. 2. フィリピン海プレート内で想定する地震の強震断層モデル (安 政江戸地震の再現)	16
4. 3. 大正関東地震タイプの強震断層モデル (大正関東地震の再現)	17
4. 4. 検討した地震の震度分布等について	21
4. 4. 1. 首都及びその周辺地域の直下で発生する地震 (M 7 クラ ス)	21
(1) フィリピン海プレート内で想定する地震 (10 地震)	21
(2) 地表断層が不明瞭な地震として想定する地震 (1 地震) ...	22
(3) フィリピン海プレートと北米プレートの境界に想定する地震 (2 地震)	23
(4) 主要な活断層に対し想定する地震 (5 地震)	23
(5) 伊豆半島の東部 (西相模灘) に想定する地震 (1 地震) ...	24
(6) フィリピン海プレート内及び地表断層が不明瞭な地殻内の地震 の震度を重ね合わせた震度分布	24
4. 4. 2. 東京圏及びその周辺地域で発生する海溝型地震 (M 8 ク ラス、最大クラス)	25
(1) 1923 年大正関東地震タイプの地震	25
(2) 1703 年元禄関東地震タイプの地震	25
(3) 相模トラフ沿いの最大クラスの地震	26
5. 津波断層モデル及び津波高等の推定	27
5. 1. 大正関東地震タイプの津波断層モデル	28
5. 2. 元禄関東地震タイプの津波断層モデル	28
5. 3. 延宝房総沖地震タイプの津波断層モデル	29
5. 4. 房総半島の南東沖で想定される地震の津波断層モデル	30
5. 5. 最大クラスの地震の津波断層モデル	31
6. おわりに	32
本検討結果を活用する際の留意点	34
(参考) 本検討会における用語の取扱について	35
参考文献	40

1. はじめに

日本列島は、4つのプレートが相互に接する地域に位置し、それらの境界で日本海溝、相模トラフ、南海トラフ等が形成されている。このうち、相模トラフは、伊豆半島の東側の相模湾から房総半島の沖合にかけてのフィリピン海プレートが、日本列島側の北米プレートの下に沈み込んでいる境界に形成されている。

東京圏及びその周辺地域は、この相模トラフ沿いの北米プレート上に位置し、西側はユーラシアプレートと接し、下側には、南方から沈み込むフィリピン海プレートの下に、さらに東方から太平洋プレートが沈み込んでいる複雑な構造を持つ領域が形成されている。東京圏及びその周辺で発生する地震は、これら複雑な構造を成すプレートの運動により、地震の発生メカニズムが他の領域に比べ複雑で、地震活動も活発な状況にある。政府の地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下「地震調査研究推進本部」という。）は、2025年1月1日時点で、南関東地域の直下でプレートの沈み込みに伴い発生するマグニチュード（以下「M」という。）7程度の地震が発生する確率は今後30年間で70パーセント程度と評価している。また、相模トラフ沿いのM8クラスの地震が発生する確率は今後30年間でほぼ0～6％と評価している。大正関東地震から100年が経過しており、今後もこの確率は上昇していくと考えられる。

首都地域の地震防災対策については、平成23年（2011年）の東日本大震災を契機とし、首都直下地震モデル検討会において、最新の科学的知見に基づき、最大クラスの巨大地震を含めあらゆる可能性を考慮した震度分布・津波高等を検討した。その結果を「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」（内閣府 首都直下地震モデル検討会，2013）（以下、「前回報告」という。）として平成25年12月にとりまとめた。この検討結果をもとに、「首都直下地震対策検討ワーキンググループ」において被害想定や防災対策を検討するとともに、政府においては、平成27年3月に公表した「首都直下地震緊急対策推進基本計画」に10年間の減災目標を掲げ、防災対策を推進してきたところである。

本報告は、基本計画策定から約10年が経過し、被害想定の見直しの検討

を行うにあたり、「首都直下地震モデル・被害想定手法検討会」（座長：平田直 東京大学名誉教授）において、前回報告以降に得られた科学的な調査・研究成果に基づく最新の知見を踏まえて地震モデル等の見直しを行った結果を取りまとめたものである。

なお、相模トラフ沿いで発生する巨大地震等による長周期地震動については、「相模トラフ沿いの巨大地震等による長周期地震動検討会」において検討を行っているところであり、同検討会における検討内容も踏まえ、今回の地震モデルの見直しを行った。相模トラフ沿いで発生する巨大地震等による長周期地震動については、別途とりまとめることとする。

< 参考：前回報告との主な違い >

本報告書は前回報告を更新するように執筆しているが、前回報告から変更がない部分について、前回報告の知見・議論を全て引用しているわけではないため、前回報告を参照されたい。

本報告で検討対象とした地震を表 1.1 にまとめた。前回報告に対する、主な変更点は下のとおり。

- ・地盤モデルや地形データを一部更新した。これに伴い、全ての想定した地震について、震度分布や津波浸水範囲等が変化した。ただし、これらのデータの更新による変化は大きくない。（2 章、4 章、5 章）
- ・大正関東地震の震度分布について、余震等による影響を考慮し、前回と異なる手法で推計した。さらに、大正関東地震の震度分布をより再現できるよう、震度の計算式を変更した。これに伴い、大正関東地震タイプの強震断層モデルが変更となり、想定される震度分布も変化があった。（4 章）
- ・活断層で発生すると想定した地震のうち、前回報告では震度分布の更新を行わなかった「関東平野北西縁断層帯」について、前回報告後に改訂があった地震調査研究推進本部による長期評価を参考に「深谷断層帯」「綾瀬川断層」として想定した。これに伴い、前回報告では地殻内で発生する地震として想定していた「さいたま市直下の地震」は、付近でより規模の大きい活断層の地震（地殻内の地震）が想定されるため、対象から外した。（3 章、4 章）

- ・ 想定した地震のうち、活断層等を除く地殻内で発生する地震については、応力場に応じた断層モデルに変更することとした。これに伴い、「横浜市直下の地震」の震度分布に若干の変化があった。（４章）

2. 東京圏及びその周辺地域の地震活動・プレート構造

2. 1. 東京圏及びその周辺地域で発生する地震について

東京圏（東京都、埼玉県、千葉県、神奈川県及び茨城県の一部）及びその周辺地域では過去、M7クラスやM8クラスの地震が発生している。この地域では、南方から伊豆半島を載せたフィリピン海プレートが伊豆半島の北部で北米プレートに衝突し、それより東の領域では陸の北米プレートの下に、フィリピン海プレートが相模トラフから沈み込み、これらのプレートの下に、太平洋プレートが日本海溝・伊豆小笠原海溝から沈み込んでいる特徴的で複雑な構造を成している（図 2.1）。このため、この地域で発生する地震の様相は極めて多様であり、これら地震の発生様式は概ね次のように分類される（図 2.2）。

- ① 地殻内（北米プレートまたはフィリピン海プレート）の浅い地震
- ② フィリピン海プレートと北米プレートの境界の地震
- ③ フィリピン海プレート内の地震
- ④ フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界の地震
- ⑤ 太平洋プレート内の地震
- ⑥ フィリピン海プレート及び北米プレートと太平洋プレートの境界の地震

過去に発生した規模の大きな地震として、1923年に発生し関東大震災を引き起こした大正関東地震（M7.9）が知られている。これは、フィリピン海プレートと北米プレートの境界で発生した地震（②）であると考えられている。また、歴史資料の分析等により、1703年に発生した元禄関東地震（M7.9～8.2）も同様に②の発生様式であったと考えられている。地震調査研究推進本部（2014）は、南関東地域の直下でプレートの沈み込みに伴い発生するM7程度の地震（②～⑤）について、元禄関東地震以降、M7程度の地震は9回発生したとしている（大正関東地震の余震は除く）。

また、地殻内の浅い地震（①）については、過去から最近まで同じ場所で繰り返し活動し地表に痕跡を残す活断層による地震や、地表に痕跡を残さない比較的規模の小さい地震がある。

2. 2. フィリピン海プレート・太平洋プレートの構造等に関する調査・研究

今回の検討を行うにあたり、プレート形状に関する最近の調査・研究の成果を収集し、必要な見直しについて検討した。

(1) フィリピン海プレートの形状について

関東地域周辺のフィリピン海プレート形状について、前回報告以降に得られた調査・研究成果を確認した(図 2.3)。最新の観測・探査データに基づく分析等により、複数のプレート形状モデルが提案されているが、これらは一部で整合している部分もあるが、全体としてはモデルによってばらつきがあり、互いに整合的なモデルが構築されていないと判断し、フィリピン海プレート形状の見直しは行わないこととした(図 2.4)。

なお、地震調査研究推進本部(2015)によれば国府津－松田断層帯はフィリピン海プレートと北米プレートの沈み込み境界から分岐した断層であると評価されていることから、前回報告と同様に、佐藤(2012)を参考に分岐断層を設定した。

また、Ishise et al. (2021)では、都心直下のフィリピン海プレート上面の深度が、前回報告で構築したモデルよりも 5 km 程度浅くなっているが、このような形状の変化は震度分布の推計に影響を及ぼす可能性があるため、より正確なプレート形状の把握については今後の課題である。

(2) 太平洋プレートの形状について

太平洋プレートの形状については、「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」(内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会, 2022)で構築されたモデルを使用した(図 2.5)。

(3) フィリピン海プレートの運動について

フィリピン海プレートと陸側のプレートとの相対的な運動速度とその方向を明らかにするため、GNSS 観測データを用いた解析が行われている。今回の検討では、前回報告と同様に、Loveless and Meade(2010)(図 2.6)によるプレートの運動の方向を用いた。

(4) 地盤モデルについて

震度分布の推計に用いる地盤モデル（浅部地盤構造モデル及び深部地盤構造モデルにより構成）は、最近の科学的知見を踏まえ、以下の考え方により構築することとした。

①浅部地盤構造モデル

工学的基盤（平均S波速度が $0.35\sim0.70\text{km/s}$ 程度に相当する地層）よりも浅い地盤の地盤モデル（以下「浅部地盤構造モデル」という。）について、南海トラフ巨大地震のモデル検討（内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会，2025）において構築した250mメッシュのモデルを使用することを基本とした（図2.7）。このモデルは、前回報告以前に使用していたモデル（地形やボーリングデータから推定）に比べ、微動アレイ観測等の多くの観測データが用いられ、南関東地域を一定の精度で評価したモデルであり、より信頼性が高いと考えた。

ただし、都心部については、後述する1855年安政江戸地震の強い揺れに対応する地形的特徴がより再現できていることから前回報告の浅部地盤モデルを用いた（図2.8）。同様に、神奈川県と千葉県の東京湾沿岸部についても、微動アレイ探査のデータが周辺に比べ十分でないこと（図2.9）を踏まえ、前回報告の浅部地盤構造モデルを用いた。今回は上記の理由により都心部及び沿岸部の一部（図2.10）で前回報告の浅部地盤構造モデルをそのまま用いた（図2.11）。場所ごとの特性を反映させた稠密な浅部地盤のモデル化については今後の課題である。

②深部地盤構造モデル

地震基盤（平均S波速度が 3km/s に相当する層）から工学的基盤までの間の地盤構造モデル（以下「深部地盤構造モデル」という。）については、内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会（2025）で用いたモデルを用いた（図2.12）。

3. 本報告で想定する地震

本章では、東京圏及びその周辺地域の直下で発生する地震として想定する地震の地震発生様式や発生可能性について解説する。想定する地震の震源断層域、強震断層モデル、津波断層モデル、地震規模、震度分布、津波高等については、第4章及び第5章で述べる。

本報告書では、想定する地震のタイプと規模感を分かりやすく表すため、「東京圏及びその周辺地域の直下で発生する地震（M7クラス）」と「東京圏及びその周辺地域で発生する海溝型地震（M8クラス、最大クラス）」に大別した。前者は、東京圏及びその周辺地域の直下が主な震源域となる M7クラスの地震で、活断層の地震、海溝型地震等、タイプを問わず（図 2-2 の①～⑥）含まれ、強い揺れをもたらす（津波を引き起こすこともある）。なお、一部活断層の地震は、想定する規模が M8 に近くなるが、こちらのカテゴリに含めた。後者は、相模トラフ沿いのプレート境界（図 2-2 の②）等で発生する M8クラスの地震であり、震源域が東京圏及びその周辺地域の直下にない場合でも、揺れや津波の程度が大きくなる可能性がある。

3. 1. 東京圏及びその周辺地域の直下で発生する地震（M7クラス）

地震調査研究推進本部（2014）によると、南関東周辺では元禄関東地震以降、プレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震は 9 回発生している（大正関東地震の余震とされたものを除く）。また、地殻内の地震として 1930 年北伊豆地震（M7.3）、1931 年西埼玉地震（M6.9）、伊豆半島東～南東沖の浅い地震（1978 年（M7.0）・1980 年（M6.7）・1990 年（M6.5））等がある。

また、首都直下地震防災・減災特別プロジェクト（東京大学地震研究所ほか，2012）によると、上記のうち M7クラスの5つの地震のメカニズムを解析した結果、3つがフィリピン海プレート内（図 2.2 の③）で発生した地震、1つが太平洋プレート内（図 2.2 の⑤）の地震、あと1つはフィリピン海プレート内（図 2.2 の③）か太平洋プレート上面（図 2.2 の④）の地震で、フィリピン海プレートと北米プレートの境界（図 2.2 の②）の地震は大正関東地震の余震を除くと現時点での調査では確認されていない（図 3.1、表 3.1）。

1703 年の元禄関東地震と 1923 年の大正関東地震の間に発生した M7 クラスの地震の中で、都心部で最大の震度であった地震は、1855 年の安政江戸地震と考えられる(図 3.2)。しかし、この地震のメカニズムを解析するには資料は十分でない。

また、元禄関東地震と大正関東地震の間(図 3.2)を見ると、元禄関東地震の後 70~80 年間は比較的静穏で、その後、M7 前後の地震を複数回発生する等、静穏期と活動期があるように見え、地震発生サイクルの解明については課題である。

地震調査研究推進本部(2014)によると、南関東地域の直下でプレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震が発生する確率は今後 30 年間で 70 パーセント程度と評価されている。

(1) フィリピン海プレート内で想定する地震

(ほぼ全域で発生する可能性があるものの、10 地震を想定)

このタイプの地震(図 2.2 の③)は、フィリピン海プレートが沈み込んでいる関東平野周辺においては、どこの場所の直下でも発生する可能性がある。ただし、フィリピン海プレートの厚さが断層モデルを設定できる 20 km 以上の厚さを持ち、且つ、震源断層の上端は、応力降下量の大きい地震が発生すると考えられる 15 km より深い領域を想定した。

フィリピン海プレート内で想定する地震の発生場所として、前回報告と同様、防災的観点に基づき、以下の場所で発生する地震を想定した。

i) 都区部直下の地震(3 地震)

首都中枢機能(特に「経済・産業」、「政治・行政」機能)が直接的なダメージを受けることを想定し、都心南部、都心東部、都心西部の直下に地震を想定。特に、都心南部直下地震は、首都中枢機能に加え、南部に位置する新幹線や空港等の交通網の被害、木造住宅密集地帯の火災延焼の観点から選定

ii) 首都地域の中核都市等の直下の地震(7 地震)

東京圏の中核都市あるいは首都中枢機能を支える交通網(空港、高速道路、新幹線等)やライフライン及び臨海部の工業地帯(石油コンビナート等)の被災により、首都中枢機能がダメージを受けることを想定し、

千葉市、市原市、立川市、川崎市、東京湾、羽田空港、成田空港の直下に地震を想定した。

（２）地表断層が不明瞭な地震として想定する地震

（全域で発生する可能性があるものの、１地震を想定）

地殻内で発生する地震（図 2.2 の①）については、ある程度規模が小さいと地表で痕跡が認められるとは限らなくなる。このような地震については、その発生場所を予測することが困難であることから、全ての地域でその上限に対応する規模の地震が何時発生するか分からないとして防災対策上の備えを行うことが適切と考える。

本報告では、首都地域の中核都市等の直下の地震であり、かつ、フィリピン海プレートの沈み込む深さが浅いためプレート内の地震を想定できない地域の一例として、横浜市直下で発生する地震を想定した。

なお、前回報告では、さいたま市の直下で発生する地表断層が不明瞭な地震を想定した。しかし、本報告では、さいたま市付近の地殻内の地震として、より規模が大きい、綾瀬川断層の地震を想定することから、さいたま市直下の地震は想定しないこととした（図 3.3）。

（３）フィリピン海プレートと北米プレートの境界で想定する地震

（２地震を想定）

フィリピン海プレートと北米プレートの境界（図 2.2 の②）で発生する地震の想定については、前回報告では、大正関東地震の震源断層域、スロースリップの領域、地震活動の低い蛇紋岩化の領域を考慮し、「茨城県南部」、「茨城・埼玉県境」に設定した。前回報告以降、この想定に大きな影響を及ぼす知見はないことから、前回報告と同様の地震を想定した。

（４）主要な活断層に対し想定する地震（５地震を想定）

地殻内で発生する地震（図 2.2 の①）のうち、地表に痕跡が認められる主要な活断層については、前回報告と同様、地震調査研究推進本部での検討結果を基に検討した。この際、過去 500 年以内に活動したと考え

られる活断層や、長さが短く想定される地震規模が小さい活断層、都心部から遠い活断層については、本検討会では原則として対象外とした。今回検討した活断層の地震は、深谷断層帯の地震、綾瀬川断層の地震、立川断層帯の地震、三浦半島断層群主部の地震、伊勢原断層帯の地震の5地震である（図 3.4）。

なお、前回報告で検討した関東平野北西縁断層帯については、地震調査研究推進本部(2015)により評価が改訂され、深谷断層帯と綾瀬川断層として扱われた。また、この断層帯全体が同時に活動する可能性もあるものの、積極的な根拠はないと考えられることから、本報告では深谷断層帯と綾瀬川断層が別々に活動する場合を想定した。

また、国府津－松田断層帯については、地震調査研究推進本部(2015)により評価が改訂されたが、引き続き相模トラフ沿いの分岐断層と評価されていることから、本報告では対象外とした。

地震発生の可能性については、地震調査研究推進本部（2015，2025）によると、2025年1月1日時点で、今後30年以内の地震発生確率及び相対的評価（ランク）は以下のとおりである。なお、深谷断層帯と綾瀬川断層が同時に活動する可能性については否定できないとされており、この場合の地震発生確率を求めることはできないが、深谷断層帯や綾瀬川断層が単独で活動する確率より大きくなることはないとされている。三浦半島断層群についても同様である。

- ・ 深谷断層帯：ほぼ0～0.1%（Aランク）
- ・ 綾瀬川断層（鴻巣－伊奈区間）：ほぼ0%（Zランク）
- ・ 綾瀬川断層（伊奈－川口区間）：不明（Xランク）
- ・ 立川断層帯：0.5～2%（Aランク）
- ・ 三浦半島断層群（主部/武山断層帯）：6～11%（Sランク）
- ・ 三浦半島断層群（主部/衣笠・北武断層帯）：ほぼ0～3%（Sランク）
- ・ 伊勢原断層帯：ほぼ0～0.003%（Zランク）

なお、「ランク」とは日本の主な活断層における相対的評価を示したもので、「Sランク」（3%以上）、「Aランク」（0.1～3%）、「Zランク」（0.1%未満）、「Xランク」（不明）と表記される。

さらに、対象地域に分布する活断層で発生する地震を総合的に評価し

た「地域評価」（地震調査研究推進本部，2015，2025）によると今後 30 年以内に M6.8 以上の地震が発生する確率は、2025 年 1 月 1 日時点で以下の通りである。

- ・区域 3（関東山地－関東平野）：1～3％
（深谷断層帯・綾瀬川断層・立川断層が含まれる区域）
- ・区域 4（伊豆－小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯）：15～20％、
（三浦半島断層群・伊勢原断層帯が含まれる区域）
- ・区域 5（伊豆－小笠原弧）：2～3％

（５）伊豆半島の東部（西相模灘）で想定する地震

GNSS 観測データを用いた地殻変動解析（西村，2012，図 3.5）によると、伊豆半島の東方沖においてひずみの蓄積が指摘されている。また、Nishimura et al.（2018）による海域も含めた GNSS 観測データによる地殻変動解析においても同様の傾向が示唆された。従って、伊豆半島の東部において、前回報告と同様の地震を想定した。

なお、地震調査研究推進本部（2015）では、1980 年に発生した伊豆半島東方沖の地震（M6.7）に基づいて、伊東沖断層を評価している。

3. 2. 東京圏及びその周辺地域で発生する海溝型地震（M8 クラス、最大クラス）

相模トラフ沿いで発生する M8 クラスの地震については、震源域の広がりには多様性があることが指摘されている（地震調査研究推進本部，2014）。本報告において具体的な地震モデルを想定するにあたっては、過去に発生した地震を基本としたが、記録が確認されていないような地震に関しても、震源域の多様性を考慮して想定した。

相模トラフ沿いで近年発生した M8 クラスの地震として、1923 年大正関東地震、1703 年元禄関東地震、1293 年永仁関東地震の 3 つの地震が知られている。また、太平洋側では 1677 年延宝房総沖地震が発生したとされる。さらに、津波堆積物や海岸段丘の調査から、これら以前及び 1495 年にも大地震が発生したことが推測されている（図 3.6）。本報告は、前回報告と同様に、地震・津波に関する歴史資料が比較的残っている大正関東地震、元

元禄関東地震、延宝房総沖地震の震度、津波高、地殻変動等を再現する断層モデルを検討し、これらの地震と同様のタイプの地震が発生することを想定した。また、元禄関東地震の震源断層域の中で大正関東地震の際には破壊されなかったと推測される房総半島の南東沖の領域で発生する地震や、相模トラフ沿いの震源域で想定できる最大クラスの地震を想定した。

地震調査研究推進本部（2014, 2025）によると、この地域では、M8クラスの地震が180年～590年間隔で発生すると考えられ、相模トラフ沿いのM8クラスの地震の今後30年間の地震発生確率は、2025年1月1日時点でほぼ0～6パーセントと評価されている。

（１）大正関東地震タイプの地震

1923年（大正12年）に発生し、関東大震災をもたらした大正関東地震（M7.9）と同様の震度分布・津波高分布等を再現する地震を想定した。なお、大正関東地震は、フィリピン海プレートと北米プレートの境界（図2.2の②）で発生した海溝型地震とされている。

大正関東地震の発生から既に100年が経過していることから、発生間隔（180年～590年）を考慮すると、今後、地震発生の可能性が高まると考えられる。また、大正関東地震の直後には丹沢地震（M7.3）をはじめM6.5以上の余震が6回発生した（地震調査研究推進本部，2014）ことから、多くの余震を伴う可能性がある。

（２）元禄関東地震タイプの地震

1703年（元禄16年）に発生した元禄関東地震（M7.9～8.2）と同様の震度分布・津波高分布等を再現する地震を想定した。地震発生様式は、大正関東地震タイプの地震と同様にフィリピン海プレートと北米プレートの境界（図2.2の②）とした。

地震調査研究推進本部（2014）によると、房総半島南部にある海岸段丘の沼面を形成するような大きな地震（元禄関東地震相当またはそれ以上）は2000～2700年程度の間隔で発生しており、今後30年間の地震発生確率はほぼ0パーセントであり、非常に低いと評価されている。なお、近年の調査・研究では、発生間隔には1200年から2500年

と多様性があることが指摘されている（宍倉，2024）。元禄関東地震が1703年に発生したことを踏まえると、現時点でこのタイプの地震発生の可能性はほとんど無いと考えられるが、今後も地形・地質データや歴史記録の収集・分析等により信頼性を高めることが重要である。

（３）房総半島南東沖で想定される地震

房総半島南東沖の領域は、元禄関東地震（1703年）の震源断層域に含まれるが、大正関東地震（1923年）の際には破壊されなかったと推定されている。この領域において、単独で地震が発生した痕跡は見つかっていないが、地殻変動データからは、この領域でひずみが蓄積されている可能性が指摘されている。したがって、この領域を震源域とする地震を想定した。

なお、地震調査研究推進本部（2014）では、この領域では単独で地震が発生した痕跡は見つかっておらず地震発生可能性の評価はできないものの、発生可能性は否定されないとされている。

（４）最大クラスの地震

相模トラフ沿いのプレート境界で発生する最大クラスの地震の地震モデルとして想定する震源断層域は、構造探査や周辺の地震活動から設定した前回報告と同様とした（図 3.7）。なお、本報告では太平洋プレートの形状を変更したが、想定震源域における、太平洋プレートとフィリピン海プレートの接触域周辺の変化は小さいことから、震源域の変更は行わなかった。

最大クラスの地震が発生した痕跡は見つかっておらず、地震発生可能性は不明であるが、最大クラスの地震に比べて規模の小さい元禄関東地震タイプの地震について、発生間隔が2000～3000年程度と推測され、元禄関東地震が1703年に発生したことを考慮すると、最大クラスの地震も元禄関東地震タイプの地震と同様に当面の間、発生する可能性はほとんど無いと推測される。

（５）延宝房総沖地震タイプの地震

1677 年（延宝 5 年）に発生した延宝房総沖地震（M8.0）は大きな揺れの資料はなく津波地震であった可能性が高い。本報告では、太平洋プレートの沈み込みに伴い日本海溝沿いで発生する地震として想定した。

この地震は、特定の領域で繰り返し発生することは確認されておらず、地震発生可能性の評価は困難である。なお、地震調査研究推進本部(2019)によると、この地震は青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）と評価され、この領域では明治三陸地震（1896 年）など、1600 年から 2011 年 3 月 11 日までの約 411 年間で 4 回の地震が確認されていることから、地震が発生する確率は、今後 30 年間で 30 パーセント程度とされている。

4. 強震断層モデル及び震度分布等の推定

東京圏及びその周辺地域で発生する地震について、前回報告以降の新たな知見も踏まえつつ、過去に発生した地震の震度分布や津波高を再現する強震断層モデルを検討し、震度分布等を推定した。

本章では、第1節で震度分布の計算手法について簡単に触れる。第2節と第3節では、それぞれ安政江戸地震と大正関東地震の震度分布を再現する強震断層モデル等の計算手法について検討を行った。第4節では、その他の想定地震の強震断層モデルについて述べるとともに、各想定地震の震源域、規模、震度分布をまとめた。

4. 1. 震度分布の計算手法

(1) 強震波形計算手法による震度の推計

強震波形の計算に当たっては、工学分野での活用も念頭におき、工学的基盤までは、地震学的に想定される振幅スペクトルに確率的な位相を与えて作成した要素地震波形をグリーン関数とし、設定された断層モデルに従い波形合成を行う、いわゆる統計的グリーン関数法を用いた。

要素地震波形としては、Boore (1983)に従い、 ω^{-2} 則に従う震源特性に従うスペクトル(Brune, 1970)を考えた上で、これに経験的な位相特性を与えたものを使用する。ラディエーション係数については、Kamae and Irikura (1992)と同様に、周波数依存型の放射特性を導入した。位相特性については、要素断層と計算地点間の距離を考慮する、佐藤ほか(1994)に従って設定した。

強震波形計算手法において、震源直上等の震源断層からの距離が小さいところでは、 $1/(R+C)$ [R : 断層最短距離、 C : 定数] で地震波の振幅が減衰するとして強震波形を計算し、地震動が震源近傍で飽和するようにした。ただし、 C はある距離から徐々に減じ、一定の距離でゼロとなり、 $1/R$ の距離減衰にスムーズにつながるようにする。パラメータ C の値については、前回報告と同様、小断層の大きさの 1.5 倍の値を用いることとした。なお、震源近傍直上等の強震波形の計算方法については、今後も引き続き検討が必要である。

なお、震源遠方の地震波の振幅の減衰について、内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会(2025)において検討を行った内容を参考に、今回、大正関東地震の再現計算において、距離減衰の式を一部変更した(4.3③参照)。

また、活断層の地震の強震波形計算においては、前回同様、統計的グリーン関数法と三次元差分法を合わせたハイブリッド合成法により計算を行った(接続周期2秒)。また、参考として、他の地震と同様の方法である統計的グリーン関数法による計算も行った。

(2) 表層 30m の平均 S 波速度と震度の増幅について

地表の震度は、工学基盤における震度から浅い地盤で増幅される震度の増分を加えて算出する。この震度増分は、地盤の非線形性により、震度が大きくなると震度増分が小さくなる。今回の検討における工学的基盤の震度から地表の震度の推定については、前回報告と同じく、非線形性が加味されている横田ほか(2005)による表層 30m の平均 S 波速度と震度増分の関係式を用いる。なお、横田ほか(2005)による震度増分の関係式は $AVS30 = 0.7 \text{ km/s}$ を基準としているため、予め工学的基盤上の震度を 0.7 km/s 相当に補正した上で震度増分を加えた。

4. 2. フィリピン海プレート内で想定する地震の強震断層モデル (安政江戸地震の再現)

元禄関東地震及び大正関東地震の前に発生した、記録が残っている M7 クラスの地震の中で、都心部周辺で最大の震度であった地震は、安政江戸地震と考えられる。この地震のメカニズムを解析するには資料は十分でないものの、前回報告では、首都直下地震防災・減災特別プロジェクトプロジェクト(東京大学地震研究所ほか, 2012)等の震度分布(図 4.1)を参照し、東京駅付近の直下のフィリピン海プレート内で発生した、南北走向で鉛直の断層面を持つ横ずれの地震メカニズムを仮定して強震断層モデルを設定した。

一方で、当時の歴史資料のみから安政江戸地震の地震メカニズムを特定することは困難であるものの、当該地域で発生しやすい地震のメカニ

ズムとして、その周辺の広域応力場を参考に用いることが考えられる。

そこで本報告では、Terakawa and Matsu'ura (2010)による関東地域周辺の深さ 40km の広域応力場(図 4.2)を確認し、都心部及びその周辺の広域応力場に整合する以下のメカニズムを持つ断層を検討した(表 4.1)。

① 都心部周辺の広域応力場を参考に前回報告と同様断層面の走向を 0° 、傾斜を 90° と仮定した場合に、都心部の広域応力場から想定される最大せん断応力の方向に整合するようにすべり角を設定した断層モデル(横ずれの場合)。この場合、前回報告と同じメカニズムを持つ地震となる。

② ①と同じ走向・傾斜を仮定した場合に、都心部の広域応力場から想定される最大せん断応力の方向に整合するようにすべり角を設定した断層モデル(縦ずれの場合)。

③ 都心部の広域応力場の主応力軸の方向と整合するよう、地震メカニズムの圧力軸、張力軸を設定した断層モデル(傾斜が高角の場合)

④ 都心部の広域応力場の主応力軸の方向と整合するよう、地震メカニズムの圧力軸、張力軸を設定した断層モデル(傾斜が低角の場合)

その結果、断層位置や応力降下量はそれぞれ異なるものの、いずれも安政江戸地震の震度分布を概ね再現するモデルであり、安政江戸地震を再現する強震断層モデルとして、一つのモデルに突出して優位性を見い出せなかった(図 4.3)。

ただし、再現計算によって得られた震度分布について、①及び②は断層直上付近が集中して強い揺れとなっており、その周辺の震度も比較的大きい一方、③は断層直上付近の震度は大きいがその周辺の震度が比較的小さく、④は震度の大きい地域が断層直上付近に集中せず周囲に広がるといった特徴がある。防災対策を想定すべき地震としては、これらの震度分布の特徴を考慮し首都中枢機能への影響の観点から選定する必要がある。本報告では、前回報告との連続性も考慮し、①のモデルを用いることとした(図 4.4、表 4.2)。

4. 3. 大正関東地震タイプの強震断層モデル(大正関東地震の再現)

大正関東地震の揺れの分布を再現する震源断層モデルについては、

前回報告では、埼玉県における大きな震度の領域の再現について課題としていた。一方、埼玉県の震度分布を再現するため、都心部の震度が過大に推定されている状態であった。このため、当時の震度分布の推計を含めて強震断層モデルの見直しを行った。主な内容を①から④に示す。

① 大正関東地震の震度分布

大正関東地震の震度分布について、前回報告では武村(2003)及び諸井・武村(2002)による震度分布(図 4.5)を用いた。これらの震度は当時の市町村ごとの住家全潰率を気象庁の震度に換算したものである。一方で、大正関東地震では、揺れによる直接の被害以外に、液状化や地すべりといった地盤変状や余震等による建物被害があった可能性がある。当時の住家全潰率について、これらの被害要因を分離することは困難である。

一方で、震度の換算において周辺の墓石の転倒の状況を考慮することで、余震による繰り返しの揺れにより被害が大きくなり見かけ上の震度を過大に評価する可能性をある程度軽減できることが期待される。物部(1926)は、大正関東地震による墓石などの転倒調査から推定される震度(地表加速度と重力加速度の比、墓石の幅と高さの比に対応)とその周辺の住家全潰率の関係を整理している。墓石転倒から推定した震度を、金子・林(2000)に基づき計測震度に換算することで、計測震度に対する全潰率の関係を示す建物被害関数を作成した(図 4.6)。この際、物部(1926)による転倒調査の調査地点では多くの墓石が転倒していたと考え墓石の転倒率を 70%、墓石の高さは野畑・翠川(2000)より平均値 65cm を仮定した。

このように作成した建物被害関数を用いて、住家全潰率を計測震度に換算することで、揺れの累積的な影響を受けた住家全潰率を直接用いるのではなく、墓石の転倒を用いて補正を行った震度分布が得られる。

これより推定した大正関東地震の震度分布は、前回報告と比較して、全体的な傾向は大きくは変わらないものの、震度 7 の地点は少なくな

った（図 4.7）。

なお、住家全潰率については、物部（1926）に加え神奈川県農会報（1925）のデータも用いることで再現計算に用いるデータを増やすこととした。

② 強震断層モデルの設定

強震断層モデルについては、前回報告では、埼玉県における大きな震度の地域を再現するため、東京湾北部の直下に強い揺れを発生させる強震動生成域を設定したことから、都心部周辺の震度が、大正関東地震再現対象とした震度より過大となっていた。また、神奈川県西部から伊豆半島東部にも震度の大きな地域があり、これを再現するために神奈川県西部のプレート境界の浅い場所に強震動生成域を設定していた。

本報告では、①の手法で推定した大正関東地震の震度分布に整合するように強震動生成域の位置・形状を変更するモデルを検討した（表 4.3）。この際、都心部周辺の震度が過大となることを防ぐため、東京湾北部直下に強震動生成域を設定しないことを検討した。また、神奈川県西部から伊豆半島東部の震度の大きな地域では、地すべりのような地盤変状による建物被害により見かけ上震度が大きく推定される可能性があることから再現対象とはしないこととした。なお、強震動の計算は、背景領域は考慮せずに強震動生成域のみを用いて計算する方式で推計した。

③ 強震波形計算手法の変更

②で述べた強震断層モデルの見直しにおいて、前回報告の強震断層モデルで設定した東京湾北部直下の強震動生成域が無くなることにより、これまでの強震波形計算手法に基づく震度の推定では、特に埼玉県の再現対象の震度を前回報告よりも過小評価することになる。

一方で、埼玉県における再現対象の震度の大きい地域については、堆積層が厚く震源から遠い場所であることから、震源から地表まで直接地震波が伝播する直達波以外に、浅い震源からの地震波が地表面付

近を伝播する表面波による揺れが卓越する可能性がある。

表面波は直達波よりも減衰しにくく、遠方で卓越する可能性があるが、これまでの統計的グリーン関数法による強震波形計算では表面波の効果を考慮できていない。一方で、内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会(2025)で検討したように、震源遠方の地震波の振幅の減衰については、従来の $1/(R+C)$ [R: 断層最短距離、C: 定数] での距離減衰よりも緩やかに地震動を減衰させるモデルを用いる方が、観測結果を説明できるとの研究結果も報告されている(例えば、若井・野津, 2015)。内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会(2025)では広域な範囲において地震動を推計するにあたり、地盤構造モデルに関する知見が不足していることから、この手法を適用しなかったが、関東地域においては、統一的な深部地盤構造モデルが構築され、強震波形計算手法の変更に伴う強震断層モデルの妥当性の確認が可能である。以上の理由で、大正関東地震タイプの地震の強震波形計算手法を一部変更することを検討した。

具体的には、統計的グリーン関数法の幾何減衰項について、表面波が卓越すると考えられる地域に対しては、幾何減衰項のべき乗を変更し、 $1/(R+C)^{0.5}$ で減衰するものとした。このような手法の変更を適用する範囲としては、深部地盤の速度構造やそれに基づく表面波の群速度分布、中小地震による観測データも参考にしながら、大正関東地震の震度を良く再現可能な範囲を設定した(図 4.8~4.9)。なお、強震波形計算の伝播経路特性の計算において、幾何減衰項のべき乗を変更する距離としては、強震動生成域との位置関係から 25 km 以上の距離とした。

④ 再現計算した震度分布

今回の強震波形計算により推計された震度分布は、①の手法で推定した大正関東地震の震度分布を概ね説明できる震度分布となった(図 4.10~4.12)。モデルを変更した結果、震度 6 弱以上の面積は 3/4 程度となった(表 4.4)。前回報告では、東京都区部で震度が過大に評価されていたが、本報告では概ね震度分布を再現できた。ただし、前回報

告と同様に、埼玉県においては、推計震度が過小評価になっている地点が見られた。この地域については、液状化による被害が報告されている地点が含まれていることから、地盤変状による被害で見かけ上の震度が大きく推定されている可能性もあるが、現時点の知見では被害の詳細な要因を分離することは困難である。埼玉県内の震度分布の再現については、引き続き検討課題である。

4. 4. 検討した地震の震度分布等について

3. で想定した各地震に対し震度分布の推計を行った。ただし、延宝房総沖地震については、地震による揺れが小さいが大きな津波を発生させる津波地震であった可能性が高いと考えられているため、このタイプの想定について震度分布の推計は行っていない。また、房総半島の南東沖で想定される地震についても、地震による揺れに比べ津波のほうが大きな被害をもたらすと考え、震度分布の推計は行っていない。

なお、震度分布は 250m メッシュで計算を行った。各市町村の震度は、前回報告や内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会（2025）と同様、その市町村において一定の震度以上になるメッシュ数が 10 個以上になる場合とした。

4. 4. 1. 首都及びその周辺地域の直下で発生する地震（M7クラス）

対象とした地震が多いため、位置や震度分布は図 4.13～4.14 にまとめた。

（1）フィリピン海プレート内で想定する地震（10 地震）

＜発生場所＞

発生場所を特定できない（検討対象領域のほぼ全域で発生する可能性がある）ため、防災上の観点から、3. 1 で述べた 10 地震（都心南部直下地震等）を想定した。

＜強震断層モデル＞

4. 2. で述べたとおり、安政江戸地震を概ね再現する 4 タイプの強震断層モデルは、防災上の観点から、断層直上付近が集中して強い揺れとなり周辺の震度も大きい地震を想定することが適切と考え、前回報告

との連続性も考慮し、フィリピン海プレート内で想定する地震は前回報告と同じ強震断層モデルを用いることとした（表 4.5）。

＜地震規模＞

安政江戸地震の都心部の最大震度を概ね再現するモデルによると、地震規模は Mw7.2（応力降下量 52MPa）となるが、実際に発生する地震の規模にはばらつきがある可能性を考慮し、フィリピン海プレート内の地震の想定においては、応力降下量を約 2 割大きくした Mw7.3（62MPa）の地震を想定した。

＜震度分布＞

断層の直上付近のやや広い範囲で震度 6 強（ごく一部で震度 7）、その周辺の広い範囲に震度 6 弱となっている（図 4.15～4.24）。

例えば、都心南部直下地震では、東京都のごく一部で震度 7、埼玉県、東京都、神奈川県に跨るやや広い範囲で震度 6 強、茨城県を加えた 1 都 4 県に跨る広い範囲で震度 6 弱となっている。前回報告に比べ、震度 6 弱以上の揺れに見舞われる面積は、わずかに増加した（表 4.6）。

（２）地表断層が不明瞭な地震として想定する地震（１地震）

＜発生場所＞

発生場所を特定できない（検討対象領域のほぼ全域で発生する可能性がある）ため、防災上の観点から、3. 1 で述べた 1 地震（横浜市直下地震）を想定した。

＜地震規模＞

地表断層が不明瞭な地震の規模の上限については、学術的な議論が続いているところではあるが、内陸で発生した過去の地震の規模に基づき、地表断層が不明瞭な地震の規模の上限を前回報告と同様 Mw6.8 に設定した（図 4.25）。なお、平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震では、地震の規模は Mw7.0 であったが、地表の変位が確認されたのはごく一部の地域のみであったとの報告もあることから、より規模の大きな地震を想定すべきとの考え方もある。

＜強震断層モデル＞

強震断層モデルについては、Terakawa and Matsu'ura (2010)による広域応力場（図 4.2）の主応力軸の方向と整合するよう、地震メカニズムの圧力軸、張力軸を設定した（図 4.26）。この時、傾斜の高角なモデルと、低角なモデルを設定することが可能である。この2つのモデルを比較して、どちらが発生しやすいかを判断することは困難だが、想定する横浜市直下地震については、周辺の活断層（主要活断層帯のうち、横浜市中心部から50km以内に掛かる活断層）が高角の断層を設定していることから、高角のモデルを採用した（表 4.7）。なお、低角なモデルによる震度分布についても、参考までに計算した。

＜震度分布＞

断層の直上付近で震度6強（ごく一部で震度7）、その周辺で震度6弱となっている（図 4.27）。

（3）フィリピン海プレートと北米プレートの境界に想定する地震（2地震）

＜震源断層域＞

前回報告と同様に「茨城県南部」、「茨城・埼玉県境」の直下のプレート境界付近に震源域を設定した。

＜地震規模＞

前回報告と同様に Mw7.3 とした。この値は、元禄関東地震及び大正関東地震の前後に発生した M7 クラスの発生事例から、その最大値のマグニチュードが M7.3 であることを参考に設定された（中央防災会議，2004）（表 4.8）。

＜震度分布＞

震源断層域の直上付近のやや広い範囲で震度6弱（ごく一部で震度6強）その周辺の広い範囲で震度5強となっている（図 4.28～4.29）。

（4）主要な活断層に対し想定する地震（5地震）

＜震源断層域＞

深谷断層帯、綾瀬川断層については地震調査研究推進本部（2015）を基に設定した。立川断層帯、三浦半島断層群主部、伊勢原断層帯につい

ては、前回報告と同じとした。

＜地震規模＞

深谷断層帯、綾瀬川断層については断層の長さから地震規模を設定した（表 4.9）。立川断層帯、三浦半島断層群主部、伊勢原断層帯については、前回報告と同じとした（表 4.9～表 4.10）。

- ・ 深谷断層帯：Mw7.6
- ・ 綾瀬川断層：Mw7.2
- ・ 立川断層帯の地震：Mw7.1
- ・ 三浦半島断層群主部の地震：Mw7.0
- ・ 伊勢原断層の地震：Mw6.8

＜震度分布＞

活断層の直上付近のやや広い範囲で震度 6 強（一部で震度 7）、その周辺のやや広い範囲で震度 6 弱となっている（図 4.30～図 4.34）。

（５）伊豆半島の東部（西相模灘）に想定する地震（１地震）

＜震源断層域＞

前回報告と同様に、関東の南方海域のプレート間のカップリングに関する最近の調査結果より、西相模灘（伊豆半島の東方沖）を震源域とする地震を検討対象とした。

＜地震規模＞

過去に発生した地震から、前回報告と同様に、横ずれ型の活断層を想定し、地震の規模はフィリピン海プレートと北米プレート境界の地震と同じ、Mw7.3 とした（表 4.11）。

＜震度分布＞

伊豆半島東部沿岸で震度 6 強（ごく一部で震度 7）、その周辺のやや広い範囲で震度 6 弱となっている（図 4.35）

（６）フィリピン海プレート内及び地表断層が不明瞭な地殻内の地震 の震度を重ね合わせた震度分布

（１）フィリピン海プレート内の地震（Mw7.3）、（２）地表断層が不明瞭な地殻内の地震（Mw6.8）について、地震発生時の応急対策等を検討

するため、発生場所を特定した震度分布等を検討した。しかし、これら地震については、発生場所の特定は困難であり、どこで発生するか分からない。

これら地震については、(1) 及び (2) で想定した地震に限らず、それぞれの場所で大きな揺れに備えることが重要であり、一律に Mw6.8 または Mw7.3 の震源を想定し、最大の地震動を重ね合わせた震度分布を作成した (図 4.36~4.37)。なお、南関東のどこでも大きな揺れに見舞われることを概観することを目的とした図であるため、震度の計算方法は (1) (2) とは異なる簡易な方法 (経験的手法) を使用している。また、(1) と (2) を重ねた図 (図 4.38) と、さらに (3) ~ (5) で想定した震度分布を重ねた図 (図 4.39) を作成した。

4. 4. 2. 東京圏及びその周辺地域で発生する海溝型地震 (M8クラス、最大クラス)

(1) 1923 年大正関東地震タイプの地震

<震源断層域>

相模トラフ沿いの相模湾から房総半島西側の領域 (図 4.40)。フィリピン海プレートと北米プレートの境界で発生する地震として、強震断層モデルは 4. 3. で再現計算に使用したものをを用いた。

<地震の規模> : Mw8.2 (後述する津波断層モデルによる)

<震度分布>

震度分布は、千葉県のごく一部及び神奈川県で震度7、東京都を加えた1都2県のやや広い範囲で震度6強、埼玉県と茨城県の一部を加えた東京圏の広い範囲で震度6弱となっている (図 4.9)。震度6強以上の揺れの範囲は、M7クラスの地震よりも広くなる。

(2) 1703 年元禄関東地震タイプの地震

<震源断層域>

元禄関東地震の震度と大正関東地震の震度を比べると、震度の資料は十分でない点はあるが、宇佐美(2003)及び都司ほか(2006)による震度分布 (図 4.41) を参照すれば、房総半島の東側の震度が大きい点を除

き、他の領域の震度の大きさは、大正関東地震の震度と同程度の大きさである。

そこで、前回報告と同様の考え方で、4. 3. で構築した大正関東地震の震源断層モデルに加えて、房総半島の東側の震度が大きい点を再現するよう房総半島の東側に強震動生成域を設定した（表 4.12）。

<地震の規模>

Mw8.5（後述する津波断層モデルによる）

<震度分布>

大正関東地震タイプの地震と同様、東京圏の広域にわたり大きな揺れが発生（図 4.42）。

（3）相模トラフ沿いの最大クラスの地震

<震源断層域>

前回報告と同様、フィリピン海プレートの形状や相模トラフ沿いの海底探査結果、フィリピン海プレート上面の微小地震活動等に基づき、震源断層域の範囲を求めた（図 4.43）。強震断層モデルは、元禄関東地震及びプレート境界の地震として想定した茨城県南部地震、茨城・埼玉県境地震の強震動生成域を重ね合わせたものとして設定した（表 4.13）。応力降下量は、元禄関東地震の強震動生成域の応力降下量 25MPa よりも 2 割大きい 30MPa に設定した。

<地震規模>：Mw8.7（後述する津波断層モデルによる）

<震度分布>：大正関東地震タイプの地震と同様、東京圏の広域にわたり大きな揺れが発生。茨城県や埼玉県でも揺れが大きくなり、広い範囲で震度 6 強となる（図 4.44）。

5. 津波断層モデル及び津波高等の推定

本章では、津波断層モデルの設定と、それに基づいて計算した津波高等について述べる。

津波断層モデルの設定対象とした地震は、東京圏及びその周辺で発生する海溝型地震（M8クラス、最大クラス）とした。なお、M7クラスの地震でも津波が発生する可能性があるが、前回報告によると、想定したM7クラスの地震による東京湾内での津波高はいずれの場合も1m以下であった。津波高はM8クラスの地震のほうが高くなること、前回報告と今回報告でモデルの変更が無いことから、今回、改めて検討は行っていないが、参考までに前回報告で検討した図を掲載する（参考図5.1～5.5）。

津波断層モデルについては、津波痕跡や地殻変動に関する資料がある場合、津波高と地殻変動を再現するモデルを設定した。津波高に関する資料として、前回報告と同様に津波痕跡データベース（東北大学・原子力安全基盤機構）について、大正関東地震、元禄関東地震、延宝房総沖地震のデータを確認した（図5.1～5.2）。

推定された津波高等を扱う上の留意点は、巻末の「本検討結果を活用する際の留意点」も参照されたい。

津波高及び浸水面積の計算にあたっては、内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会（2025）を参考に前回報告との連続性を考慮して、以下の条件で実施した。

- ・地形データ、堤防データ、粗度データを使用する。

地形データの例を図5.3に示す。

- ・初期潮位は満潮位（平成24年の天文潮位の年間最高潮位）とする。
- ・高さは、東京湾平均海面（T.P.）からの高さとする。
- ・津波高の計算において、地殻変動により地面が沈降することが推定された場合、防災上の観点から、T.P.上の津波の高さに沈降量を加えた値を津波高とする。
- ・津波高及び到達時間の測定場所は、陸域メッシュと海域メッシュの境界から3メッシュ沖合の海域メッシュにおける津波の高さとする。
- ・津波高の市町村別一覧表については、小数点以下切り上げで表記する。

なお、前回報告では小数点以下四捨五入としていたため、厳密な比較

が難しくなる。したがって、前回報告と同様に小数点以下四捨五入としたものも参考として掲載する。

- ・堤防等の条件については、マクロな被害を想定することを目的とする
本報告においては、津波が堤防を越えた場合、破堤するものとする。
- ・浸水範囲を計算する際の陸域のメッシュサイズは、原則 10m とする。

5. 1. 大正関東地震タイプの津波断層モデル

津波痕跡データや地殻変動に関する資料について、前回報告から大きな変更は無かったことから、前回報告と同じ津波断層モデルを設定した。このモデルは、過去の地殻変動（陸地測量部，1930）や津波高の資料（図 5.4）から推定したものであり、平均すべり量が約 5 m で、断層面は、相模トラフから東京都・埼玉県境付近の下の約 30km の深さにまで広がったモデルである（図 5.5）。津波断層モデルから推定される地震規模は Mw8.2 となる。

推定された津波断層モデルによると、津波高は東京湾内は 2 m 程度あるいはそれ以下で、東京湾を除く、伊豆半島先端付近から三浦半島付近及び房総半島南部等では 3 ～ 6 m 程度の津波が到達し、局所的には地形条件等で大きくなり、最大 10m 程度に達する。なお、前回報告との違いは地形データ等が更新されたことによるが、この差は多くの地点で 20cm 以内である（図 5.5～5.11）。

5. 2. 元禄関東地震タイプの津波断層モデル

前回報告時の検討以降、津波痕跡については小田原市や熱海市で大きな津波高を推定する資料が報告されている（都司，2013）。これらの資料の扱いについては詳細な精査が必要ではあるが、前回報告で地殻変動（行谷ほか，2011）（図 5.12）及び津波高からインバージョン手法により推定した津波断層モデルは、各地域の津波高を全体的に説明するモデルとなっており、この資料とその他の地域の津波高を包括的に説明するモデルの構築は困難であることから、本報告では前回報告と同じ津波断層モデルを用いることとした（図 5.13）。元禄関東地震において生じた津波の全体像とその再現については、今後の課題である。

推定されたモデルの震源断層域は、大正関東地震の震源断層域よりも房総半島の南東沖に震源断層域が広がっている。また、求められた平均すべり量を見ると、断層域全体では約 8 m であるが、大正関東地震と同じ震源断層域の平均すべり量は約 10m と大正関東地震の約 2 倍に相当し、その東側の房総半島の南東沖の震源断層域の平均すべり量は約 6 m と大正関東地震と同程度のものである。

推定された津波断層モデルによると、東京湾内は 4 m 以下。東京湾を除く、伊豆半島先端付近から三浦半島付近及び房総半島付近等の多くの地点で 5 ～ 10m 程度の津波が到達し、一部で 10m または 15m を超える地点もある。なお、前回報告との差は多くの地点で 20cm 以内である（図 5.13～19）。

5. 3. 延宝房総沖地震タイプの津波断層モデル

延宝房総沖地震は、大きな揺れの資料はなく、揺れが小さいが大きな津波を発生させる津波地震の可能性が高いことから、津波の再現計算のみを行った。

前回報告以降、津波痕跡については、Yanagisawa et al. (2016)による銚子市の小畑池におけるデータが得られている。この痕跡を説明するためには、より大きなすべり量を設定する必要がある。一方で、前回報告でインバージョン手法により推定した津波断層モデルは、各地域の津波高を全体的に説明するモデルとなっており、小畑池のデータとその他の地域の津波高を包括的に説明するモデルの構築は困難であることから、本報告では前回報告と同じ津波断層モデルを用いることとした（図 5.20）。

推定された津波断層モデルは、福島県沖から伊豆諸島東方沖まで長いものとなっているが、その幅は海溝軸から深さ 20～30km で、津波地震の特徴を持つモデルであり、推定される地震の規模は Mw8.5 である。このモデルを利用する際には、大正関東地震タイプや元禄関東地震タイプに比べ解析に用いた資料が十分でなく、震源断層域や規模等については不確実性が大きいことに留意する必要がある。また、近年、九十九里浜で延宝房総沖地震以前の津波堆積物が報告されているが、この堆積物を再

現するモデルは、太平洋プレートと北米プレートの境界以外に、フィリピン海プレートと北米プレートの境界、太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界でも設定可能であるとされた (Pilarczyk et al., 2021)。延宝房総沖地震タイプの地震・津波の全体像とその再現については、今後の課題である。

なお、このモデルの推定は、インバージョンによりプレート境界上の断層面に複数の小断層を設定するように推定するため、プレート形状と関係が深いものである。本報告書では、太平洋プレートの形状について内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会(2022)を用いたが、延宝房総沖地震タイプのモデルについては、プレート形状の変更に伴う津波断層モデルの深さの変化は限定的であると推測され、津波高の再現性について前回報告と大きな差異は生じないことから、前回報告と同じプレートモデルを用いた。

推定された津波断層モデルによると、東京湾内は2 m 以下、千葉県や茨城県の太平洋沿岸で4～10m 程度の津波が到達し、一部で10m を超える地点もある。なお、前回報告との差は多くの地点で20cm 以内である(図 5.20～5.26)。

5. 4. 房総半島の南東沖で想定される地震の津波断層モデル

房総半島の南東沖で想定される地震については元禄関東地震の震源断層域のなかで大正関東地震の際には破壊されなかった房総半島の南東沖の領域を想定し、前回報告と同様に津波断層モデルを設定した(図 5.27～5.28)。過去に発生例はなく、推定した震源断層域の不確実性が高いことから、地震規模については不明とする。なお、参考までに、今回設定した津波断層モデルから計算すると、Mw8.2 となる。

推定された津波断層モデルによると、津波高は、東京湾内は3 m 以下、千葉県の太平洋沿岸の大部分で5～10m 程度の津波が到達し、一部で10m を超える地点もある。なお、前回報告との差は多くの地点で20cm 以内である(図 5.28～5.34)。

5. 5. 最大クラスの地震の津波断層モデル

最大クラスの地震の津波断層モデルについては、前回報告から大きな変更は無かったため、同じモデルを設定した。なお、最大クラスの地震の発生可能性については、少なくとも元禄関東地震タイプと同様、当分の間発生する可能性は低い。また、過去に最大クラスの地震・津波が発生した痕跡が残っていないことから、最大クラスの地震による震度分布や津波高等の信頼度は、他の地震よりも低く、前回報告と同様、詳細な津波高や浸水範囲等の評価は行っていない。

①大すべり域、超大すべり域

東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルを参考に、南海トラフでの最大クラスの津波断層モデルと同様、断層全体の約2割程度を大すべり域（平均すべり量の2倍のすべり量）に、そのトラフ軸側（10 km以浅）に超大すべり域（平均すべり量の4倍のすべり量）を設定（図 5.35）。

大すべり域の場所については、想定震源断層域の浅部領域を網羅的に設定することとし、大すべり域を浅部領域の西部、中央部、東部に設定した3ケースのモデルを想定した。これらのモデルを、西側から順に、ケース1（西側モデル）、ケース2（中央モデル）、ケース3（東側モデル）と呼び、超大すべりはそれぞれの大すべり域の浅部側に設定した（図 5.36）。

②地震規模及び断層のすべり量

今回の大正関東地震、元禄関東地震の津波高等の再現から得られた津波断層モデルを参考に平均の応力降下量を5 MPaとして相似則を適用し、最大クラスの地震の総面積から地震の規模及び断層のすべり量を推定。平均すべり量は8 m、大すべり域のすべり量は16 m、超大すべり域のすべり量は32 mに設定（図 5.37～5.38）。設定された最大クラスの津波断層モデルの規模は、いずれのケースも、モーメントマグニチュードはMw8.7である。

③津波高

東京湾内は4 m程度以下。東京湾を除く、伊豆半島先端付近から三浦半島付近及び房総半島付近等の多くの地点で5～15 m程度の津

波高となり、20mを超える地点もある（図 5.39～45）。

6. おわりに

本報告では、首都直下地震緊急対策推進基本計画の策定からおおむね 10 年が経過することから、「首都直下地震モデル・被害想定手法検討会」において、近年の科学的知見を踏まえて地震モデルや推計手法等を検討し、その結果を取りまとめたものである。

地震に関する検討は、東京圏及びその周辺地域の直下で発生する M7 クラスの地震については、様々な発生様式が想定されるが、活断層や一部地域を除くと、震源断層域を特定することは難しく、東京圏及びその周辺の全域の直下で発生する可能性がある。この地震による揺れは、M8 クラスの地震に比べれば強い揺れに見舞われる範囲は狭くなるものの、震源断層域周辺では震度 6 弱から震度 7 の強い揺れとなる可能性がある。したがって、都心部あるいは中核都市の直下で発生した場合は首都中枢機能等への影響が大きくなる恐れがあり、防災対策の検討対象として設定すべきと考える。なお、震源断層の特定が難しい地震に関して、今回は防災上の観点で 12 の都市等直下で発生する想定を行ったが、その他の地域でも発生する可能性があることに留意する必要がある。

また、より規模の大きい、東京圏及びその周辺地域で発生する M8 クラスの海溝型地震について、2000 年から 3000 年間隔で発生している元禄関東地震タイプの地震もしくは最大クラスの地震については、地震後の経過時間が発生間隔に比べ短く、暫くのところ地震発生の可能性はほとんど無いと考えられるが、大正関東地震タイプの地震については発生から約 100 年が経過しており、地震調査研究推進本部（2014）により M8 クラスの地震発生間隔は 180～590 年と評価されていることから、発生間隔を 180 年と仮定すると、既に半分を過ぎていることとなる。したがって、今後、発生可能性は高まっていくと考えられ、技術開発も含め中長期的視野に立って対応すべき地震として考慮することが適切と考える。

津波に関する検討は、過去に発生した地震の津波高や地殻変動の再現等によりモデルを設定した。大正関東地震タイプの地震による津波は東京湾を除く、伊豆半島先端付近から三浦半島付近及び房総半島南部等では 3 ～

6 m 程度（局所的に最大 10m 程度）の高さが想定され、本報告で検討した津波の中では地震発生の可能性が高く、太平洋側で想定する津波として検討することが適切と考える。また、延宝房総沖地震タイプの地震による津波は房総半島から茨城県の太平洋沿岸及び伊豆諸島の広い範囲で 4～10m、一部で 10m を越える津波高が想定された。この地震は、東北地方太平洋沖地震の震源断層域の南側に位置し、誘発される可能性のある地震と考えられることから、関係する地域では、津波避難の対象として対策を検討する必要があると考える。さらに、房総半島の南東沖で地震が発生する可能性も指摘されていて、房総半島を中心に高い津波が到達する可能性が想定された。なお、東京湾内の津波の高さは、いずれの地震においても東京湾外に比べ低くなる傾向だった。しかし、東京湾内には海拔ゼロメートル地帯もあり、浸水範囲が広がる可能性がある。

本報告は、前回報告と比べ、地盤モデルの更新や、大正関東地震タイプの震度分布の推計方法変更等、新しい知見を踏まえてモデルを更新した。一方で、地盤モデルや震度分布の再現手法及び推計手法には課題が残っている。また、歴史資料や津波堆積物、地形・地質学的なデータから、過去に発生した地震・津波の震源域や規模、発生時期には多様性があることが推測される。引き続き調査・観測・研究を進め、これらの課題に関する知見の充実により、東京圏及びその周辺地域の直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震の全体像を解き明かすことが、将来発生し得る地震・津波への対策を講じるための基盤となる。今後も最新のデータに基づいて推計結果の見直しを進めていく必要がある。

本検討結果を活用する際の留意点

- ・今回推計した震度分布・津波高・浸水域は、広範囲に及ぶ領域での全体を捉えた防災対策の参考とするために推計したものであり、必ずしも各局所的な地先において最大となる震度分布・津波高等を示しているものではない。例えば、津波浸水域の計算については便宜上最小 10m メッシュの計算格子を地形と堤防データによって構成したシミュレーションモデルを用いて計算しており（建物は粗度係数と呼ばれる摩擦係数に置き換えて計算）、このような一定条件下における計算モデルによる推計結果であることに留意する必要がある。また、震度分布の計算については 250m メッシュの計算格子を用いていて、隣り合うメッシュで別の震度となったり、特定の数メッシュで規模が大きくなったりするが、本来は連続的に変化するものであるため、特定の地点に限って震度が大きくなることを示しているものではなく、震度がどのような範囲・大きさに広がりを持っているのかをマクロ的に見る必要がある。なお、使用した地形や堤防データの一部は、作成された時期により現状とは異なる場合があることにも留意する必要がある。
- ・地震・津波は自然現象であり不確実性を伴うものであることから、今回推計した震度分布・津波高等はある程度幅を持ったものであり、必ずしも今回の推計結果どおりになるとは限らず、場合によってはこれを超えることもあり得ることに注意することが必要である。
- ・本モデル検討会での検討は、一般的な防災対策の検討に資する地震・津波を想定している。より安全性に配慮する必要がある個別施設の検討については、それぞれ個別施設の設計基準等に基づき地震・津波の推計を行う必要がある。

（参考）本検討会における用語の取扱いについて

本検討会の報告は、国や地方公共団体の防災担当者に加えて、防災に係る地震や津波の専門家等にも広く活用されることが想定される。このため、この報告で用いる用語については、一般の方々に分かり易いものとする 것과併せて、専門家にも誤解なく理解されるものとする必要があることから、アスペリティ等、断層モデル等に関する専門用語については、誤解を与える可能性のある用語を避けることが望ましい。

このことから、本検討会における用語の取扱いを次のとおりとする。

（１）アスペリティに替わる用語

「アスペリティ」は、これまで専門家のなかでも多様な意味を持つ用語として使用されてきており、誤解が生じないように次のとおり分類して整理することとする。

① 強震動生成域（SMGA）

震度分布を評価するための断層モデルに使用する用語で、断層面の中で特に強い地震波（強震動）を発生させる領域をいう。断層面のその他の領域は、従来と同様、強震動生成域の背景領域という。

② 大すべり域、超大すべり域

大（おお）すべり域は、津波を評価するための断層モデルに使用する用語で、断層面の中で大きく滑る領域をいう。その中でも特に大きく滑る領域を、超大（ちょうおお）すべり域と言う。断層面のその他の領域は、津波背景領域と言う。

（２）「断層モデル」等の呼称

地震時に動いた断層が震源断層と呼ばれ、この断層モデルを震源断層モデルという。震源断層モデルには、強震動を評価するための断層モデルと、津波を評価するための断層モデルがある。これらの用語について、誤解が生じないよう次のとおり分類して整理することとする。

① 震源断層モデル

地震時に動いた断層が震源断層と呼ばれ、この断層モデルを震源断

層モデルという。

② 強震断層モデル

強震動（強震波形、震度）を評価するための断層モデルを強震断層モデルという。

③ 津波断層モデル

津波を評価するための地殻変動を計算する断層モデルを津波断層モデルという。

④ 震源断層域

地震時に動いた断層の領域であり、強震断層モデル、長周期地震断層モデル、津波断層モデルを包絡する領域である。

なお、強震断層モデル、長周期地震断層モデル、津波断層モデルに対応する領域を、それぞれ強震断層域、長周期地震断層域、津波断層域という。

【補足】

分岐断層

プレート境界面から枝分かれした陸のプレート内の高角の断層のこと。

（３）首都直下地震

首都直下地震対策特別措置法（平成二十五年法律第八十八号）において、「首都直下地震」とは、東京圏（東京都、埼玉県、千葉県及び神奈川県）の区域並びに茨城県の区域のうち政令で定める区域をいう。）及びその周辺の地域における地殻の境界又はその内部を震源とする大規模な地震と定義されている。

内陸の震源が比較的浅い地震は、その震源断層域の真上の地域からみれば、地震の発生メカニズムに依らず、全て直下で発生した地震で

あり、「直下の地震」あるいは「直下地震」と呼ばれている。

本検討会において検討する地震は、その殆どが東京圏及びその周辺の直下に震源断層域を持つ地震であり、前述した「首都直下地震」に含まれる可能性があるものである。具体的な検討対象とする地震については、「東京圏及びその周辺地域の直下で発生する地震(M7クラス)」、「都区部直下のM7クラスの地震」等と呼び、海溝型のM8クラスの地震については、「東京圏及びその周辺地域で発生する海溝型地震(M8クラス、最大クラス)」、「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」等と場所や規模等を特定して呼ぶこととする。

(補足)

マスコミ等で「直下型地震」という言葉が使われることがある。しかし、一般的に、直下で発生する地震について、その発生メカニズムは多様で、特別の性質を持った地震の一種として定義される地震はない。なお、地震の発生した地域を特定したものとして「〇〇直下型地震」という言葉が使われることがあるが、この場合においても、特に「型」を用いる必要はない。

(4) マグニチュード

マグニチュードは、地震の規模を表す用語として広く親しまれており、「規模の大きな地震」を、単に「マグニチュード(M)の大きな地震」や、「マグニチュード(M)8クラスの地震」等と表現されることもある。

一方、専門的な観点から見ると、マグニチュードを求める方式には幾つかの方式があり、同じ地震でも方式が異なるとかなり違う値になることがある。このため、どの方式により決めた値なのかが区別されるよう、求める方式それぞれにマグニチュードの名称が付けられている。

本報告書では、「M」は上述のとおり用いたが、過去に発生した地震の規模を表現する場合に限り、「M」は気象庁マグニチュードを指している。そのほかの大半の文脈においては、モーメントマグニチュー

ド（「Mw」）を使用した。ここでは、本報告書で用いている「モーメントマグニチュード」と「気象庁マグニチュード」について説明する。

① モーメントマグニチュード（Mw）

震源断層の断層面積と断層すべり量等をもとに地震の大きさを定義したものに地震モーメント（Mo）と呼ばれるものがある。この量は、物理的にもその意味が明確で、本報告での強震断層モデルや津波断層モデルの大きさ等も、この地震モーメントを用いて設定される。

モーメントマグニチュード（Mw）は、地震モーメント（Mo）から次式による求められる量で、Kanamori（1977）により提唱された。

$$\log Mo = 1.5 Mw + 9.1$$

モーメントマグニチュードは、地震波の最大振幅から求められる他のマグニチュードと異なり、頭打ちになることはなく、国際的にも共通して広く用いられている

② 気象庁マグニチュード（Mj）

気象庁観測網の資料を用いて決めたマグニチュードのことを言う。気象庁では、1957年から、坪井（1954）が定めた最大振幅を用いる方式でマグニチュードを決めるようになった。現在は、これとは異なる新しい計算方式となっているが、基本的には坪井の方式による値と概ね同じ値になるよう工夫された計算方式を用いている。

気象庁マグニチュードは、例えば、東北地方太平洋沖地震は、モーメントマグニチュードが Mw9.0、気象庁マグニチュードが速報値 Mj7.9、最終値 Mj8.4であったように、概ね8程度で頭打ちとなる。また、マグニチュード6から7クラスの範囲では、プレート境界及びプレート内の地震については、気象庁マグニチュードとモーメントマグニチュードは概ね同じであるが、内陸の地震では、例えば、兵庫県南部地震は、モーメントマグニチュードが Mw6.9、気象庁マグニチュードが Mj7.3と値が異なる。内陸の地震の気象庁マグニチュードは、モーメ

ントマグニチュードより 0.3 程度大きな値になる。

日本では、気象庁マグニチュードが広く利用されているが、近年では、気象庁もモーメントマグニチュードを算出し公表している。

参考文献

- 宇佐美龍夫（2003）：最新版日本被害地震総覧．東京大学出版会，605pp.
- 金子美香・林康裕（2000）：剛体の転倒率曲線の提案，日本建築学会構造系論文集，No.536，55-62，doi:10.3130/aijs.65.55_3.
- 神奈川県農会（1925）：震災建物復旧状況，神奈川県農会報，第 196 号，1-26.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明（1994）：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的特性，日本建築学会構造系論文集，No.461，19-28，doi:0.3130/aijs.59.19_3.
- 佐藤比呂志（2012）：相模トラフ・伊豆衝突帯のプレート境界断層．首都直下地震モデル検討会(第 10 回)説明資料，平成 24 年 11 月．
- 武村雅之（2003）：1923 年関東地震による東京都中心部（旧 15 区内）の詳細震度分布と表層地盤構造．日本地震工学会論文集，3(1)，1-36，doi:10.5610/jaee.3.1.
- 宍倉正展（2024）：関東地震の履歴の再評価，地震予知連絡会会報，111，529-533.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2014）：相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)について，平成 26 年 4 月(令和 3 年 6 月訂正)．
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）：関東地域の活断層の長期評価（第一版），平成 27 年 4 月（平成 27 年 11 月訂正）．
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2019）：日本海溝沿いの地震活動の長期評価，平成 31 年 2 月（令和 3 年 6 月訂正）．
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2025）：活断層及び海溝型地震の長期評価結果一覧（2025 年 1 月 1 日での算定），令和 7 年 1 月．
- 中央防災会議（2004）：中央防災会議首都直下地震対策専門調査会（第 12 回）地震ワーキンググループ報告書，平成 16 年 11 月．
- 都司嘉宣・上田和枝・行谷佑一・伊東純一(2006)：元禄十六年十一月二十三日（1703 年 12 月 23 日）南関東地震による東京都の詳細深度分布，歴史地震，21，1-18.

- 都司嘉宣(2013)：元禄関東地震津波（1703）の伊豆半島沿岸での浸水高，津波工学研究報告，30，69-86.
- 坪井忠二(1954)：地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて，地震（2），7，185-193，doi: 10.4294/zisin1948.7.3_185.
- 東京大学地震研究所・防災科学技術研究所・京都大学防災研究所（2012）：文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書，平成 24 年 3 月.
- 東北大学工学研究科・原子力安全基盤機構：津波痕跡データベース (<https://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/>)
- 内閣府 首都直下地震モデル検討会（2013）：首都直下の $M7$ クラスの地震及び相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書，平成 25 年 12 月.
- 内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会（2022）：日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震による震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書，令和 4 年 3 月.
- 内閣府 南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会（2025）：南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会 地震モデル 報告書，令和 7 年 3 月.
- 行谷佑一・佐竹健治・宍倉正展（2011）：南関東沿岸の地殻上下変動から推定した 1703 年元禄関東地震と 1923 年大正関東地震の断層モデル，活断層・古地震研究報告，11，107-120.
- 西村卓也（2012）：地殻変動解析に基づく房総スロースリップイベントと関東南部のプレート間カップリング．首都直下地震モデル検討会(第 4 回)資料.
- 野畑有秀・翠川三郎（2000）：被害資料から推定した 1948 年福井地震での地震動強さ，日本建築学会構造系論文集，No.532，57-64，doi: 10.3130/aijs.65.57_1.
- 物部長穂（1926）：土木工事震害調査報告，震災予防調査会報告，第百号丁，1-66.

- 諸井孝文・武村雅之 (2002) : 関東地震 (1923 年 9 月 1 日) による木造住家被害データの整理と震度分布の推定. 日本地震工学会論文集, 2(3), 35-71, doi:10.5610/jaee.2.3_35.
- 文科省・東京大学地震研究所 (2012) : 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト ①首都圏でのプレート構造調査、震源モデル等の構築等 平成 23 年度成果報告書, 1-410.
- 横田崇・稲垣賢亮・増田徹 (2005) : 数値実験による地盤特性と増幅率の関係. 日本地震学会講演予稿集 (2005 年度秋季大会), B064, 86.
- 若井淳・野津厚 (2015) : 関東平野における 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション, 日本地震工学論文集, 15(1), 1_60-1_80, doi:10.5610/jaee.15.1_60.
- Boore, D.M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6), 1865-1894.
- Brune, J. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4997-5009, doi:10.1029/JB075i026p04997.
- Ishise, M., A. Kato, S. Sakai, S. Nakagawa and N. Hirata (2021) : Improved 3-D P Wave Azimuthal Anisotropy Structure Beneath the Tokyo Metropolitan Area, Japan: New Interpretations of the Dual Subduction System Revealed by Seismic Anisotropy, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(3), doi: 10.1029/2020JB021194.
- Kamae, K. and K. Irikura (1992): Prediction of site-specific strong ground motion using semi-empirical methods, *Proc. of 10th World Conference on Earthquake Engineering*, 801-806.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2981-2987, doi: 10.1029/JB082i020p02981.

- Loveless, J.P. and B.J. Meade (2010): Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Journal of Geophysical Research*, 115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- Nishimura, T., Y. Yokota, K. Tadokoro and T. Ochi (2018): Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System-Acoustic data, *Geosphere* 2018, 14(2), 535–551, doi: 10.1130/GES01529.1.
- Pilarczyk, J.E., Y. Sawai, Y. Namegaya, T. Tamura, K. Tanigawa, D. Matsumoto, T. Shinozaki, O. Fujiwara, M. Shishikura, Y. Shimada, T. Dura, B.P. Horton, A.C. Parnell, C.H. Vane (2021): A further source of Tokyo earthquakes and Pacific Ocean tsunamis. *Nature Geoscience*, 14, 796–800, doi:10.1038/s41561-021-00812-2.
- Rikuti Sokuryobu (陸地測量部) (1930) : Re-survey of the Kwanto district after the great earthquake of 1923. *Bulletin of the Imperial Earthquake investigation Committee (震災豫防調査會紀要)*, 11(4), 1–6, tables I–V, plates I–VI.
- Terakawa, T. and M. Matsu'ura (2010): The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29(6), doi:10.1029/2009TC002626.
- Yanagisawa, H., 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*, 121(5), 3504–3516, doi: 10.1002/2015JB012617.

首都直下地震モデル・被害想定手法検討会 委員名簿

※◎：座長

加藤 孝明	東京大学生産技術研究所 教授 東京大学社会科学研究所 特任教授
楠 浩一	東京大学地震研究所 教授
桑野 玲子	東京大学生産技術研究所 人間・社会系部門 教授
佐竹 健治	東京大学 名誉教授
津村 紀子	千葉大学大学院 理学研究院 准教授
寺川 寿子	名古屋大学大学院 環境学研究科附属 地震火山研究センター 教授
平田 直 ◎	東京大学 名誉教授
古村 孝志	東京大学地震研究所 教授
三宅 弘恵	東京大学大学院情報学環 総合防災情報研究センター 教授
横田 崇	愛知工業大学 地域防災研究センター長・教授

計 10 名（敬称略・五十音順）（報告書取りまとめ時点）