

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22日

日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会

## 目 次

.....	1
はじめに .....	1
第1編 共通編 .....	3
1. 日本海溝・千島海溝沿いで発生する地震.....	3
1-1. 日本海溝沿いと千島海溝沿いの領域（範囲） .....	3
1-2. 日本海溝・千島海溝沿いで発生する地震による津波 .....	3
1-3. 日本海溝・千島海溝沿いで発生する地震による強震動 .....	5
1-4. 太平洋プレートの形状 .....	6
2. 津波堆積物及び津波痕跡に関する資料.....	8
2-1. 津波高及び浸水深等の用語について .....	8
2-2. 津波堆積物に関する調査手法 .....	8
2-3. 津波堆積物に基づく既往津波の推定の考え方 .....	10
2-4. 東北地方太平洋沖地震の津波堆積物による津波の高さの評価	10
2-5. 津波の痕跡資料等 .....	12
2-6. 津波の履歴から見た津波の発生間隔 .....	12
3. 最大クラスの地震・津波モデル.....	14
3-1. 過去に発生したM9クラスの超巨大地震.....	14
3-2. 南海トラフ沿いにおける最大クラスの津波断層モデルの考え方	15
.....	15
3-3. 日本海溝・千島海溝沿いにおける最大クラスの津波断層モデルの	16
考え方.....	16
3-4. 日本海溝・千島海溝沿いにおける最大クラスの強震断層モデルの	20
考え方.....	20
第2編 津波断層モデル編 .....	22
4. 津波断層モデル.....	22
4-1. 基本的な考え方 .....	22
4-2. 千島海溝沿いの最大クラスの津波断層モデル（十勝・根室沖モデル）	24
.....	24
4-3. 日本海溝沿いの最大クラスの津波断層モデル（三陸・日高沖モデ	28
ル） .....	28

4-4. 津波堆積物から推定した津波断層モデルについての留意点 .	31
4-5. 今回のモデルで参考扱いとした痕跡データ .....	31
5. 津波高等の推計手法.....	34
5-1. 津波伝播・遡上計算 .....	34
5-2. 計算条件及び計算範囲.....	34
5-3. 地形データ等の作成 .....	35
5-4. 堤防等の条件 .....	37
5-5. 地殻変動の取り扱い .....	38
5-6. 再現時間（計算時間）等 .....	39
6. 津波高等の推計結果.....	39
第3編 強震断層モデル編 .....	41
7. 強震断層モデル.....	41
7-1. 近年の地震のアスペリティ分布と強震動生成域（SMGA）の位置 .....	41
7-2. 強震断層モデルの断層パラメータ等の設定 .....	41
8. 震度分布の推計手法.....	42
8-1. 地盤構造モデル（南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府， 2012）報告書より引用） .....	42
8-2. AVS30 と震度増分（南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府， 2012）報告書より引用） .....	42
8-3. 震度の推計手法 .....	44
9. 震度分布等の推計結果.....	47
10. 液状化指数.....	47
11. 留意事項（直下地震の強震動） .....	48
おわりに .....	50
今後の課題 50	
本検討結果を活用する際の留意点 .....	51
（参考1）本検討会における用語の取り扱いについて .....	53
（参考2）参考文献 .....	55
（参考3）日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会 委員名簿 ..	60

## はじめに

日本海溝・千島海溝沿いの領域では、プレート境界での地震、地殻内や沈み込むプレート内での地震等、マグニチュード（以下「M」という。）7からM8を超える巨大地震や、地震の揺れが小さくても大きな津波を発生させる“津波地震”と呼ばれる地震まで、多種多様な地震が発生しており、幾度となく大きな被害を及ぼしてきた。

このため、これら過去に発生が確認されている地震をもとに策定された「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震防災対策推進基本計画」（平成18年3月）等に基づき地震・津波に対する防災対策を推進してきたところ、平成23年3月11日に発生した平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震（以下「東北地方太平洋沖地震」という。）では、これまでの想定をはるかに超えるM9.0の地震が発生し、宮城県栗原市で震度7、宮城県・福島県・茨城県・栃木県で震度6強を観測したほか、東北地方から関東地方北部の太平洋側沿岸に巨大な津波が襲来し、死者・行方不明者（震災関連死も含め）2万2千人以上、全壊家屋12万棟以上の甚大な被害が発生した。

このような最大クラスの地震による津波災害に対応するため、東北地方太平洋沖地震を契機として中央防災会議の下に設置された「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」の報告（平成23年9月）は、「今後、地震・津波の想定を行うにあたっては、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」とし、「最大クラスの津波に対しては、避難を軸に総合的な津波対策をする必要がある」と提言している。

日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震についても、このような考え方に沿い、最大クラスの地震・津波を想定した検討を行うため、平成27年（2015年）2月に「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会（以下「本モデル検討会」という。）」（座長：（第1回～第7回）阿部勝征 東京大学名誉教授、（第8回～）佐竹健治 東京大学地震研究所教授）を内閣府に設置し、日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震に係る各種調査結果や科学的な知見等を幅広く収集し、防災の観点から分析・整理するなどして検討を進めてきた。

最大クラスの地震・津波断層モデルの設定にあたっては、南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）と同様に、日本海溝・千島海溝沿いで発生しうる最大クラスの地震の震源域を設定した上で、スケーリング則に基づいて断層

モデルの設定を行うことが可能か検討を行った。しかし、地震調査研究推進本部地震調査委員会による「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第三版）」では、「太平洋プレートが陸のプレートに沈み込む部分は長大であるため、より大きなものも想定可能である。例えば、主文のとおり三陸沖北部からカムチャツカ半島沖までを同時に破壊する場合は長さ約 2400km、三重会合点付近からカムチャツカ半島沖まで同時に破壊する場合は長さ約 3000km の海溝沿いで破壊が発生するが、観測された最大の地震である 1960 年のチリ沖の地震（モーメントマグニチュード（以下「Mw」という。）9.5）でさえ、震源域の長さは約 1,000km であり、それを超える地震がどのような規模・発生過程を持つのか推定することは困難である。」と評価されている。

一方で、東北地方や北海道太平洋沿岸については、過去 6000 年間に及ぶ津波堆積物の調査が多くの地点でなされており、そのデータに基づいて過去 6000 年間に起きた最大規模の津波の推定が可能である。そのため、本検討会では、東北地方や北海道太平洋沿岸部で調査された津波堆積物の資料に基づき、それらの津波堆積物地点まで津波が浸水しうる断層モデルを最大クラスの津波断層モデルとして設定することとした。

令和 2 年 4 月 21 日、本モデル検討会における最大クラスの地震・津波断層モデルの検討結果を踏まえ、中央防災会議防災対策実行会議の下に「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震対策検討ワーキンググループ」（以下「WG」という。）が設置され、当該地域における被害想定及び防災対策を検討する運びとなった。このため、WGでの検討のほか、道及び県での検討に資するため、最大クラスの地震・津波断層モデルに関する検討の基本的な考え方や震度分布、津波高、浸水域の推計結果等の本モデル検討会での検討の主要な事項について、それまでの検討結果を取りまとめた資料を令和 2 年 4 月 21 日に公表した（岩手県の浸水想定については令和 2 年 9 月 11 日に公表）。

本報告書は、今般、WGにおける被害想定や防災対策の検討が取りまとまったことから、本モデル検討会においても、WGでの検討過程での審議を踏まえ、必要な点検等を行い、最大クラスのモデル検討における考え方や基礎資料等の詳細な分析・整理を行い報告書として取りまとめたものである。

## 第1編 共通編

### 1. 日本海溝・千島海溝沿いで発生する地震

#### 1-1. 日本海溝沿いと千島海溝沿いの領域（範囲）

太平洋プレートは日本列島の下に沈み込み、深い海溝を形成しており、房総沖から青森県東方沖及び岩手県沖北部の沖合の海溝は日本海溝と呼ばれ、十勝沖から択捉島沖及びそれより東の海溝は千島海溝と呼ばれている（図 1-1）。日本海溝と千島海溝を区分する会合部は、襟裳海山の北西側で海山が海溝下に沈み込んでおり、その陸側には襟裳岬まで連続する隆起帯が発達し、前弧斜面を南北に分ける大きな構造境界になっている。

日本海溝・千島海溝沿いの領域では、巨大な地震が繰り返し発生してきた。地震調査委員会の長期評価（2017、2019）等により整理された日本海溝・千島海溝沿いで発生した主な地震を、表 1-1 及び表 1-2 に示す。これらの地震の波源域及びアスペリティの分布は、歴史資料または地震・津波観測データ解析に基づいて推定されているが（図 1-2、図 1-3）、南海トラフ沿いの地震が過去 1300 年間にわたる歴史資料があるのに比べ、日本海溝・千島海溝沿いの地震は歴史資料が限られており、869 年貞観地震を除くと震源域・波源域が推定できる地震は、日本海溝沿いでは約 400 年前まで、千島海溝沿いでは約 200 年前までに限られる。また、これらの推定された震源域等は、図から分かるとおり、近年の地震を除いては明確でないものがほとんどである。

日本海溝・千島海溝沿いのプレート境界におけるプレート間固着に関しては複数の研究があり、それぞれの解析条件及び解析期間によって結果は異なるが、東北地方太平洋沖地震以前のデータに基づく解析結果では、東北地方太平洋沖地震の震源域及び十勝沖～釧路沖に共通して大きな固着域が推定されている（図 1-4、図 1-5）。また、一部の解析結果では、青森県東方沖及び岩手県沖北部にも固着域が推定されている（図 1-4）。

#### 1-2. 日本海溝・千島海溝沿いで発生する地震による津波

日本海溝・千島海溝では、太平洋プレートが年間 8~10cm の速さで西北西に沈み込んでいる。このため、この領域では太平洋プレートと陸のプレートまたはフィリピン海プレートとの境界の地震（以下「プレート間地震」という。）、地殻

内地震など、以下（１）～（７）に示す様々なタイプの地震が発生している（図 1-6）。

- （１）プレート間超巨大地震：869 年貞観地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震のようなプレート間で発生する M9 クラスの超巨大地震であり、数百年に 1 回程度の間隔で発生する。津波地震と連動する場合もある。
- （２）プレート間巨大地震：1968 年十勝沖地震や 2003 年十勝沖地震のようなプレート間で発生する M8 クラスの地震であり、100 年に 1 回程度の間隔で繰り返し発生する。
- （３）ひとまわり小さいプレート間地震：1978 年宮城県沖地震のような M7～7.5 程度のプレート間地震であり、数十年に 1 回程度の間隔で繰り返し発生する。
- （４）海溝寄りのプレート間地震（津波地震）：1896 年明治三陸地震のような海溝軸付近で発生する大きな揺れを伴わない地震。
- （５）沈み込んだプレート内の地震：1994 年北海道東方沖地震のようなプレート内部で発生する地震であり、大きな揺れを伴う場合がある。
- （６）海溝軸外側の地震（アウターライズ地震）：1933 年昭和三陸地震のような海溝軸寄り沖側で発生する正断層型の地震。
- （７）陸側プレート内の地震：1982 年浦河沖地震、2018 年北海道胆振東部地震など、陸側のプレート内で発生する地震。

（２）の M8 クラスのプレート間巨大地震はそれぞれの震源域で繰り返し発生しており、その津波高等は、最大クラスの津波に比べると規模は小さいが、被害を発生させるには十分に大きく、過去幾度となく甚大な被害をもたらしてきた。また、（６）のアウターライズ地震については、現時点において、昭和三陸地震の繰り返し発生は確認されていないが、東北地方太平洋沖地震の広義の余震としてこのタイプの地震の発生も確認されている。このため、これまでの津波対策は、これら巨大地震に対する津波を対象として検討されてきた。

一方、東北地方太平洋沖地震は、（１）のプレート間超巨大地震であり、その震源域は、過去にこの領域で発生した M8 クラスのプレート間巨大地震及び M7 クラスのひとまわり小さいプレート間地震の震源域と重複していることが特徴であり、このような地震を「最大クラスの地震」、そして生じる津波は「最大ク

ラスの津波」と呼ばれている。

最大クラスの津波は、極めて甚大な被害を広域にもたらす。これに加えて、上記の(2)及び(6)の地震による津波は、それぞれの領域で何度も発生しており、今後もこれら地震による津波への備えや避難を怠らないようにすることが重要である。

また、大きな被害をもたらす津波としては、チリ等の海外で発生する津波がある。このような津波は、遠地津波と呼ばれ、1960年のチリ津波では三陸地方を中心に甚大な被害をもたらしている。さらに、津波は海底地すべりや海底火山噴火等でも発生することがあり、これらの津波に対しても注意が必要である。

### 1-3. 日本海溝・千島海溝沿いで発生する地震による強震動

上記1-2に示した(1)から(7)による地震による震度の主な特徴等と留意事項について述べる。

(1)のプレート間超巨大地震(最大クラスの地震)と、(2)のプレート間巨大地震は、強震動を発生する場所(強震動生成域(以下「SMGA」という。))が概ね同じで、その大きさも概ね同じであると考えられており、それぞれのSMGAに対する最大震度は、どちらも同じ程度の大きさであるのが特徴である(南海トラフの巨大地震モデル検討会(内閣府, 2012)報告書参照)。

これら超巨大地震(最大クラスの地震)と巨大地震との大きな違いは、その震源域にある。M8クラスのプレート間巨大地震の震源域の海溝軸沿いの長さが100km程度であるのに対し、東北地方太平洋沖地震の震源域の海溝軸沿いの長さは約500kmと5倍も長い。このため、超巨大地震による震度5弱以上の強い地震動の範囲は、M8クラスの巨大地震の5倍も広い領域となり、地震動による被害も極めて広範囲に及ぶことになる。

一般的に、地震動の強さは、規模(M)が大きいほど大きくなり、距離が離れるにつれ小さくなる性質をもつ。このため、Mが大きな地震の方が、全体的に見ると震度は大きいですが、Mが小さくても震源の直ぐ近くの地震動は大きな揺れとなる。実際、直下でM6程度以上の地震が発生すると、震源域の近傍では震度6弱以上、最悪の場合に震度7の極めて大きな揺れとなり、家屋の倒壊等の甚大な被害が発生する。

日本海溝・千島海溝沿いで発生する地震は、その震源域が陸地から離れた沖合



にあるため、これらの地震で震度6強や震度7にならない地域であっても、直下で発生する地震(直下地震)により震度7の極めて強い揺れとなる可能性があり注意が必要である。

上記1-2の(5)の沈み込んだプレート内地震と(7)の陸側プレート内の地震は、この直下地震に相当する。また、これらの地震はいつどこで発生するかは分からないが、その発生頻度は、東北地方や北海道地方全体で見ると、超巨大地震や巨大地震に比べ格段に高い。

このことを踏まえ、地震動に対する備えについては、海溝沿いで発生する超巨大地震や巨大地震に備えると同時に、いつどこで発生するか分からない直下地震に備えることが重要となる。

#### 1-4. 太平洋プレートの形状

津波高や震度分布の推計では、地震の規模のみならず、地震が発生する深さが重要な要素となるため、地震・津波断層モデルを作成するにあたっては、適切な深さを検討する必要がある。モデルの深さの検討には、沈み込むプレート形状を把握する必要があるため、太平洋プレートの形状に関する研究について調査した。地震調査研究推進本部の全国1次地下構造モデル(暫定版)や弘瀬博士による既往研究成果のコンパイルモデルがある。しかし、これらのモデルではその作成範囲が限られ、伊豆・小笠原海溝～千島海溝の広い範囲を対象とする本検討会の検討範囲をカバーしていない。一方、広域のプレートモデルとしては、USGSによるSlab1.0があるが、構造探査や震源分布等と比較すると必ずしも整合的ではない。

このため、本検討会において、日本海溝・千島海溝を形成する太平洋プレートの境界で発生する最大クラスの地震を検討するため、最新の科学的知見を収集・整理し、伊豆・小笠原海溝から日本海溝及び千島海溝の択捉島の東の領域において沈み込む太平洋プレート形状を作成した。

※なお、既往のプレートモデルとしてIwasaki et al. (2015)やHayes(2018)によるプレートモデルが公表されているが、断層モデルの検討を開始した2016年時点ではそれらは公表されていなかったため、本検討会では参照していない。

作成した範囲は、伊豆-小笠原海溝の北緯22°付近を南端とし、日本海溝全

域及び千島海溝の北緯 55° 付近のアリューシャン海溝との接合点付近を北端とする領域である (図 1-7)。

この検討においては、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会 (2006) 及び首都直下地震モデル検討会 (2013) で整理した太平洋プレート形状を参考とし、収集した最新の成果を基にして、以下の手順で、これらの領域の沈み込む太平洋プレートのプレート上面モデルを作成した (図 1-8)。

- まず、海溝軸の位置について、海上保安庁の海底地形データから最深部を読み取り、最深部をなだらかに連ねた線を海溝軸とした (図 1-9)。
- 次に、十勝沖から房総沖における海溝軸周辺の深さ 20km より浅い領域では、国立研究開発法人海洋研究開発機構 (JAMSTEC) による構造探査が実施されており、その結果から太平洋プレートの上面深度を設定した (図 1-10～1-11)。
- それよりも深い範囲については、海溝から斜めに傾斜する深発地震面が認められる日本海溝、千島海溝南部及び伊豆-小笠原海溝北部において、日本周辺で観測された地震の震源分布に基づき、この深発地震面の浅部側が沈み込む太平洋プレート上面を示しているとして整理した (図 1-12～1-13)。
- また、海溝沿いの火山列から火山フロントの位置を整理し、火山フロント直下におけるプレート上面深度を整理した (図 1-14)。その上で、震源分布からプレート形状を決定できない千島海溝主部と伊豆-小笠原海溝中部～南部について、深度 50km 以深は火山フロント位置を基準として、傾斜角を概ね一定としてプレート上面を設定した。深度 50km より浅い部分については、火山フロント位置と海溝軸の距離や海溝軸の水深が異なることから、海溝軸より海側の海底地形と滑らかに接合するようプレート形状を検討した (図 1-15)。

作成したプレートモデルでは、海溝軸から 50km 等深線までの間隔は千島海溝よりも日本海溝の方が広く、日本海溝の方がプレートの傾斜が小さい (図 1-16)。また、日本海溝と千島海溝の境界部分である三陸沖北部では特に傾斜が小さく、北西側に等深線が張り出すような形状となっている。一方、伊豆・小笠原海溝からマリアナ海溝にかけては、海溝軸から 50km 等深線までの間隔が狭く、特に 30km 以深では大きな傾斜でプレートが沈み込んでいる。

なお、太平洋プレートとフィリピン海プレートの接合部である三重会合点付

近のフィリピン海プレートの形状は首都直下地震モデル検討会(2013)で作成したものを、太平洋プレートと滑らかに接するよう作成している。

## 2. 津波堆積物及び津波痕跡に関する資料

### 2-1. 津波高及び浸水深等の用語について

本報告書では、以下の定義で各用語を用いる(図2-1)。

- ・津波高(津波の高さ):津波発生前の潮位(地震発生前の潮位)から測った海岸における津波の高さ。ただし、歴史史料または津波堆積物など、地震発生前の潮位が不明な資料については、東京湾平均海面(T.P.)から測った高さとして用いている。

※地震時に陸地が沈降した場合には、潮位面も同様に沈降することから、津波高のシミュレーションにおいて断層モデルにより海岸が沈降した場合には、津波の推計にその沈降量を加算している。なお、実際の地震時に験潮所等で測定される津波記録も同様の影響を受ける。

- ・痕跡高:津波発生前の潮位から測った津波痕跡までの高さ。ただし、地震時潮位が不明な場合には、東京湾平均海面(T.P.)から測った高さとして用いる場合もある。
- ・遡上高:津波発生前の潮位から測った津波が駆け上がったところまでの高さ
- ・浸水深:地面から測った痕跡高等に基づく津波の最高水位面の高さ

### 2-2. 津波堆積物に関する調査手法

中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会(2011)」の報告では、最大クラスの地震・津波の想定において、可能な限り過去に遡って地震・津波の発生等をより正確に調査することが重要とされており、本検討会においても、過去の津波の大きさや発生履歴等を明らかにするため、津波堆積物の資料を収集・整理した。

津波堆積物は、津波堆積物が形成されやすく、かつそれらが保存されやすい地形環境を満たしている場所で確認される。過去数千年から現在までに発生した地震による津波堆積物は未固結堆積物中に含まれており、それらが確認されるには、人工改変など、環境が変わっていないこと等が大きな条件となる。発見された津波堆積物の年代決定は、放射性炭素同位体の測定により行われている。ま

た、地層中に噴火年代が分かっている火山灰が検出できた場合には、より精度の高い年代決定が行われている。そのほか、考古学的遺物の土器片等の同定により年代決定が行われることもある。

過去に発生した津波イベントを津波堆積物から評価する際には、イベント発生当時の堆積環境を適切に考慮することが重要である。具体的には、イベント発生当時の沿岸地形、海岸線の位置及び海水準を考量する必要がある。

海水準については、最終氷期後から始まった海水準上昇である縄文海進が約6～7千年前頃まで継続していたため、それ以前については一般的に津波堆積物が得られておらず、津波堆積物データが使用できるのは現在から約6～7千年前頃までに限られる（図2-2）。

津波堆積物の主な調査方法としては、以下が挙げられる。

- ①コアサンプリングにより、平野または斜面における津波堆積物を採取する方法（例えば、岡村ほか，2010）。採取箇所を増やすことにより津波堆積物の分布を面的に追跡することができ、津波の遡上限界を推定できる場合もある。北海道東部の調査では緩斜面において10枚の津波堆積層を確認し、その堆積層の分布からイベントの規模の推定もなされている（中村・西村，2010）。
- ②コアサンプルにより湖沼中の津波堆積物を採取する方法（例えば、岡村，2012）。湖沼では一定の速度で堆積が生じるため、比較的小さいイベントを含めてイベント堆積物の履歴を細かい時間分解能で評価できるメリットがある。遡上距離や遡上高さに関する推定は難しいが、津波堆積物の層厚からイベントの規模を定性的に評価できる場合がある（岡村・松岡，2012）。
- ③沿岸斜面の露頭での直接観察により津波堆積物を確認する方法（例えば、平川ほか，2000）。コアサンプリングよりも比較的容易に調査ができるメリットがある。また、津波堆積物が発見された地点の標高から、その地点における津波高さの下限を知ることができる。これは、津波の大きさを推定する上で、重要なデータとなる。一方、堆積物が海成のものか陸成のものかの判別、海成によると判断される場合、それが津波によるものか台風や高潮等の別のイベントによるものかの判別、上部の地層の崩壊等によるものでないことの確認等、地質学的に丁寧な評価が必要となる場合があり注

意を要する。

### 2-3. 津波堆積物に基づく既往津波の推定の考え方

南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）の津波の検討において、津波堆積物による検討は、古文書の記載よりも古い津波を評価・整理する上で、極めて重要な資料であった。しかし、検討当時においては九州東岸から浜名湖に至る太平洋沿岸の湖沼の津波堆積物資料の多くは上記の②（湖沼中のコアサンプリングによる調査）によるものであり、津波堆積物の層の厚さから津波の規模を推定することも検討されたが、津波堆積物の層の厚さは津波発生前に形成されていた浜堤の高さや広がりなどに支配されることから、当時の資料では、津波の規模の推定に活用することはできなかった。このため、南海トラフの最大クラスの津波の検討では、津波堆積物資料は、過去の津波の発生履歴の整理（図 2-3）と、その地点に津波が来たことを確認するための資料として用いるに止め、津波断層モデルの検討は、想定される震源断層域の大きさと断層の変位量との関係のスケーリング則を基にして行った。

これに対し、東北地方や北海道の太平洋沿岸においては、南海トラフの沿岸地域に比べて、古文書等の資料は格段に少ないものの津波堆積物が保存される環境が整っていることから、上記の①、②、③の調査による多くの調査が行われている。①及び②による津波堆積物については、沿岸に沿ってのみでなく、内陸に向けての調査も行われていることから、過去の津波発生の履歴のみでなく、津波の浸水域を評価することにより津波の規模を検討することとした。そして、③の津波堆積物についても、三陸から北海道の沿岸の多数の地点での調査結果があり、これらを用い津波の高さを評価することとした。本検討で収集した津波堆積物のデータは、福島県から北海道の沿岸の 496 地点、2466 個である（表 2-1、図 2-4～図 2-6）。

### 2-4. 東北地方太平洋沖地震の津波堆積物による津波の高さの評価

東北地方太平洋沖地震による津波では、多くの地点で津波堆積物が形成された。これら津波堆積物の量や粒径の大きさ等と、その地点での津波浸水深・津波高や津波の流速等の関係について調査が行われている（例えば、Namegaya and Satake, 2014）。津波堆積物は、津波が遡上するにしたがって層厚は薄くなり、

粒形は小さくなる傾向があるが、局所的な地形条件によって、必ずしも一律ではない。また津波により陸上に運ばれた海成の砂や礫等が津波堆積物として形成されるには、湿原や湖沼など、津波堆積物として残りやすい地形条件や、雨や風等での移動した量よりも多くが堆積していた等の条件が必要となる。勿論、土地改変等の人工的な影響を受けていない場所であることも大きな条件となる。

津波堆積物の量や粒径と津波の浸水深や流速との関係については、現時点では十分な知見はないが、東北地方太平洋沖地震の津波堆積物の事例から、津波堆積物の遡上限界における浸水深または痕跡高の関係については調査が行われている。例えば、澤井（2015）は、石巻から仙台平野にかけての平野部において、東北地方太平洋沖地震の砂質津波堆積物の最奥位置（宋倉ほか，2012）と Satake et al.（2013）の東北地方太平洋沖地震の波源モデルで計算した津波の浸水深とを比較し、最奥位置で浸水深は1 m 以上であったことを示している（図 2-7）。

本検討会では、東北地方太平洋沖地震の津波堆積物と津波の浸水深との関係を整理するため、東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルの検討を行い、その数値シミュレーションによる浸水深を用いて、津波堆積物とその地点の数値シミュレーションによる浸水深との関係を調べ、さらに、最寄り調査された津波痕跡高を用い浸水深を補正し比較した。その結果、津波堆積物が確認された最奥位置での浸水深は約 2 m であった（図 2-8）。

また、東北地方太平洋沖地震のリアス式海岸における津波堆積物については、仁科ほか（2013）のデータを用いて津波堆積物標高と津波痕跡高の関係を整理したところ、細礫に対する浸水深は 2～3 m 程度という結果が得られた（図 2-9、表 2-2）。

これらのことから、本検討会では、津波堆積物が確認された地点における津波の浸水深は 2 m（若しくはそれ以上）として評価することとした。

なお、南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）では、津波堆積物の資料が、湖沼や低地のコアサンプリングで得られたものが多いことから、津波堆積物の調査地点の標高（浜堤がある場合はいずれか高い方の標高）に 2 m の高さを便宜的に加えた高さを、津波堆積物に基づく既往津波の高さの下限としてきた。今回の検討により、内閣府においてこれまでの検討で用いていた数値の妥当性についても示されたことになる。

## 2-5. 津波の痕跡資料等

津波が襲来すると、浸水や遡上した場所にある建造物の壁に付着した泥や、破壊された建物の範囲、漂流物の分布、植物の枯死範囲等、津波の痕跡が残される。これら津波の痕跡から求められた津波の高さ、浸水深、遡上高などは「痕跡高」と呼ばれる。津波痕跡の資料には、最近発生した津波における調査資料のデータと、古文書等に記載されている歴史資料がある。特に、古文書等における歴史資料については、古文書の編纂等において、他の地域と同一地名がある場合に、他の地域の津波をその地域と誤記され、伝聞の中で誤って伝わる場合など、必ずしも正しくない資料が含まれていることがある。このため、東北大学災害科学国際研究所や原子力規制庁では、これら歴史資料等を収集・評価し、信頼度を付してデータベース化が行われている（岩淵ほか，2012）。本検討では、この資料を使用して津波痕跡高をとりまとめ、津波堆積物データと合わせて、最大クラスの津波断層モデルの設定に用いた。収集した津波痕跡高データの地点数は13,314点であり、そのうち信頼度A～Dの11,307点を使用した（図2-10～図2-12）。

## 2-6. 津波の履歴から見た津波の発生間隔

関東から北海道にかけての太平洋沿岸の津波堆積物及び津波痕跡高等から得られた資料を基に整理した津波の発生履歴を、図2-13に示す。今回整理した津波堆積物の資料は、過去約6千年間の津波の履歴をとりまとめたものである。

地震調査研究推進本部は千島海溝の地震活動の長期評価において、津波堆積物調査等の結果から、千島海溝沿いでは17世紀と推定された地震を含め過去6500年間に最多で18回発生したと推定されているが、推定される地震（津波）の規模や発生時期は不確実性が大きく、必ずしも全ての地震が17世紀と同様の震源域・規模であるとは限らないが、北海道東部に巨大な津波が繰り返し来襲したことは事実であることから、包括してひとつの地震の型として評価することとし、ばらつきはあるものの、その平均発生間隔を約340～380年と推定している。一方、日本海溝沿いについては、津波堆積物の資料から、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）が過去3,000年間に5回発生したと考えられており、個々の地震の発生間隔は約400～800年とばらつくが、平均発生間隔は約550～600年と推定している。

本モデル検討会においてこれら津波堆積物の資料を整理した結果、最大の高

さの津波は、場所によって多少異なるが、岩手県北部から北海道日高地方の沿岸では、12～13世紀の津波あるいは17世紀の津波であり、北海道でも、12～13世紀の津波あるいは17世紀の津波である。三陸海岸の津波堆積物から確認される17世紀の津波は、古文書から1611年の慶長三陸の津波と同定することができる。しかし、北海道の太平洋沿岸の津波堆積物から確認される17世紀の津波は、北海道地域では当時の古文書等がないことから発生時期を特定することができない。また、津波堆積物の年代測定の精度から、三陸海岸で確認される津波堆積物と北海道沿岸で確認される津波堆積物が同日に発生した同一の地震によるものであるか否かを判断することはできない。

地震調査研究推進本部では、津波堆積物の調査結果から今後30年間の発生確率を千島海溝（超巨大地震（17世紀型））は7～40%、規模はM8.8程度以上と評価している。この地震は繰り返し発生している可能性がある地震であり、17世紀の地震から380～400年程度経過していると考えられるため、平均発生間隔（約340～380年）を考慮すると切迫性が高いと考えられると評価している。ただし、過去の調査結果からは、個別の発生間隔には約100～800年とばらつきがある。日本海溝沿いでは、東北地方太平洋沖地震の震源域の北側では、岩手県沖南部から十勝沖以東にかけて連動するような地震も想定できるが、過去にそのような超巨大地震が発生したことは知られていないことから、このような超巨大地震（東北地方太平洋沖型）以外の超巨大地震の発生を否定することはできないが、将来の地震の規模・発生確率等は不明であると評価している。

しかし、岩手県北部から北海道日高地方の沿岸の日本海溝沿いでは、津波堆積物資料から12～13世紀の津波と1611年の慶長三陸津波あるいは17世紀の津波が確認され、発生間隔が約3～4百年であり、既に最後の津波の発生から約4百年経過していることから、最大クラスの津波の発生が切迫している状況にあると考えられる。次に発生する津波が必ずしも最大クラスの津波であるとは限らないが、東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえ、最大クラスの津波となる可能性を考えた津波対策を検討することが適切である。



### 3. 最大クラスの地震・津波モデル

#### 3-1. 過去に発生した M9 クラスの超巨大地震

南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）では、東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大な地震の解析事例の調査から、M9クラスの断層モデルの特徴を以下のように整理した。

- ・断層全体の平均応力降下量の平均値は 1.2MPa、平均値に標準偏差を加えた値は 2.2MPa（平均値から標準偏差を引いた値は 0.7MPa）である。
- ・津波断層面上には、津波断層の平均すべり量の 2 倍以上のすべり量の「大すべり域」があり、東北地方太平洋沖地震では津波断層面の比較的浅い側に位置する。
- ・「大すべり域」内の更に浅いトラフ沿い（あるいは海溝沿い）の領域は、津波地震を発生させる可能性のある領域で、津波断層の平均すべり量の 4 倍程度のすべり量の「超大すべり域」となる場合がある。
- ・「大すべり域」の面積は、全体面積の 20%程度で、その数は 1～2箇所である。
- ・「超大すべり域」の面積は、東北地方太平洋沖地震では、全体面積の約 5%である。

平均応力降下量については、Murotani et al. (2013)では、M9クラスの地震を含むスケーリングを検討しており、そのスケーリング式から換算すると平均応力降下量は、1.6MPa である（図 3-1）。

なお、地震調査研究推進本部によると、日本海溝・千島海溝沿いでは、100年程度以下の繰り返し間隔で発生する M8クラスのプレート間巨大地震に対して、M9クラスのプレート間超巨大地震が千島海溝沿いでは約 340～380年間隔、日本海溝沿いでは約 550～600年間隔で発生している。これらは M8クラスの固有地震のサイクルの上に M9クラスの地震のスーパーサイクルが存在するとするスーパーサイクルモデル（図 3-2）で説明される。

ただし、津波堆積物に基づく研究からは、M9クラスの超巨大地震であってもその発生規模は一定でなく、規模に多様性があることが示唆される。多くの歴史史料が残されている南海トラフ沿いの巨大地震の研究においても、南海トラフ沿いの地震は毎回同じように発生するのではなく、断層面のすべり特性が時間的に変化することで、毎回、規模や発生の仕方が変化する可能性が指摘されてい

る（瀬野，2003）。日本海溝・千島海溝沿いにおいても規模や発生の仕方に多様性があると考えられる

### 3-2. 南海トラフ沿いにおける最大クラスの津波断層モデルの考え方

2011年9月28日に公表された、中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」報告では、今後、地震・津波の想定を行うにあたっては、「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」とされており、また、「想定地震、津波に基づき必要となる施設整備が現実的に困難となることが見込まれる場合であっても、ためらうことなく想定地震・津波を設定する必要がある」とも指摘されているところである。

南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）では、このような考えに基づき、発生頻度は極めて低く、その発生時期は不明であるが、発生すれば甚大な被害をもたらす津波として、南海トラフ沿いで発生しうる最大クラスの津波断層モデルを検討した。この検討において、南海トラフ沿いの地震で発生した過去の津波の大きさを評価するための資料が重要となる。しかし、この地域では、古文書等の資料は他の地域に比べると豊富であるものの、津波の高さを評価するには資料は十分ではない。他方、津波堆積物等の地質学的な調査により、津波の発生履歴や津波の大きさ等を検討することが可能となるが、これら資料において、湖沼等での津波堆積物により、約6千年前までの津波の発生履歴は整理されるが、それぞれの津波の高さを評価することはできなかった。このため、最近の観測成果等をもとに、次のとおり、南海トラフ沿いの震源域を推定した（図3-3）。

#### ①東側の領域

相模トラフから富士川断層帯の北端までの領域に設定

#### ②浅い側の領域（トラフ軸側）

- ・強震断層域：プレート境界面の深さ10km以深の領域
- ・津波断層域：プレート境界面の深さ10kmからトラフ軸までの領域を、超巨大すべりにより津波地震を引き起こす津波断層域として設定

#### ③深い側の領域

深部低周波地震が観測される深さ約30kmからそれよりもやや深い側に

拡大し、深部低周波地震が発生している深い側の領域に設定

#### ④南西側の領域

日向灘北部から南西方向に拡大し、九州パラオ海嶺が沈み込みフィリピン海プレートが厚くなる領域に設定

上記で求めた震源域を、南海トラフ沿いで発生する最大クラスの地震の震源域とし、震源断層の面積と断層のすべり量のスケーリング則に基づいて平均すべり量を推定した。そして、2004年スマトラ地震、2010年チリ地震、東北地方太平洋沖地震といった世界の巨大な地震の解析事例の調査に基づき、津波断層の平均すべり量の2倍以上のすべり量の「大すべり域」の面積を全体の20%に設定した。また、プレート境界の深さ10kmからトラフ軸までの浅い領域について、強震動を発する可能性は低いが、高い津波をもたらす可能性のある領域（「津波地震」が発生する可能性がある領域）として、大すべり域よりもさらに大きくすべり可能性がある「超大すべり域」を設定することとし、「超大すべり域」の設定は、「大すべり域」のトラフ軸側に置くこととした。

なお、これら「大すべり域」と「超大すべり域」の境界及び「平均すべり域」との境界においては、変位量が滑らかに接続するための調整領域を設定した（図3-4、図3-5）。

### 3-3. 日本海溝・千島海溝沿いにおける最大クラスの津波断層モデルの考え方

#### 1) 検討対象領域と最大クラスの津波の切迫性

太平洋プレートの日本列島下への沈み込みにより、房総半島の南側の海域には伊豆・小笠原海溝が形成され日本海溝へと続き、日本海溝は襟裳岬の南側の海域で千島海溝に接続してカムチャツカ半島まで達している。

この非常に長い海溝沿いの領域の中で、福島県沖から岩手県沖の領域で、東北地方太平洋沖地震（M9.0）が発生した。この地震は、最大クラスの地震で、特に大きなすべり域は宮城県沖の領域にあり、当面、この領域で最大クラスの地震が再び発生する可能性は極めて低いと考えられる（図3-6）。

岩手県から北海道の太平洋沿岸地域における津波堆積物の資料から、過去約6千年間で最も大きな津波は、岩手県から北海道の日高支庁以西の海岸領域では12～13世紀あるいは17世紀に発生した津波（1611年慶長三陸津波の可能性も指摘されている）であり、北海道の十勝支庁から根室支庁にかけての

海岸領域では 12～13 世紀あるいは 17 世紀に発生した津波であると考えられる（図 3-7）。

岩手県沖北部の日本海溝沿いでは、津波堆積物資料から 12～13 世紀の津波と 1611 年の慶長三陸津波あるいは 17 世紀の津波が確認されている。これらの発生間隔が約 3～4 百年であり、既に最後の津波の発生から約 4 百年経過していることから、最大クラスの津波の発生が切迫している状況にあると考えられる。

また、十勝沖から根室沖の千島海溝沿いでは、12～13 世紀の津波と 17 世紀の津波との間隔が約 3～4 百年であり、17 世紀の津波からの経過時間を考えると、最大クラスの津波の発生が切迫している状況にあると考えられる。

なお、地震調査研究推進本部は、千島海溝沿いの地震活動の長期評価で、17 世紀の地震から 380～400 年程度経過していると考えられるため、平均発生間隔（約 340～380 年）を考慮すると、超巨大地震の発生の切迫性が高いと考えられると評価している。

これらのことから、岩手沖から北側の日本海溝沿いの地域及び襟裳岬よりも東側の千島海溝沿いの領域では、最大クラスの津波の発生が切迫している可能性が高く、最大クラスの地震・津波に対する防災対策を検討することが適切である。このため、本検討会では、これら領域における最大クラスの地震・津波の断層モデルを検討することとした（図 3-8）。

なお、現時点において、福島県以南の沿岸においては、津波堆積物等による調査が進められているところであり、この領域における最大クラスの地震・津波についての検討は、これら調査の進展を待つこととする。

## 2) 津波堆積物による最大クラスの津波断層モデルの検討

南海トラフの巨大地震モデルの検討においては、過去に発生した津波の大きさを検討するための資料が十分でないことから、最大クラスの地震の想定震源域を検討して、断層面積と平均すべり量のスケーリング則、東北地方太平洋沖地震における大すべり域及び超大すべり域におけるすべり量等の関係を整理し、最大クラスの津波断層モデルを検討した。

これに対し、千島海溝沿いの地震活動の長期評価では、三陸沖北部からカムチャツカ半島までを同時に破壊する場合は長さ約 2,400km、三重会合点付近か

らカムチャッカ半島沖まで同時に破壊する場合は長さ約 3,000km の海溝沿いで破壊が発生するが、観測された最大の地震である 1960 年のチリ沖の地震 (Mw9.5) でさえ、震源域の長さは約 1,000km であり、それを超える地震がどのような規模・発生過程を持つのか推定することは困難であるとしている。

このため、本検討会の日本海溝・千島海溝沿いの最大クラスの津波断層モデルの設定においては、南海トラフの巨大地震モデル検討会 (内閣府, 2012) での検討の仕方とは異なり、想定震源域の断層面積からスケーリング則に基づく断層モデルの設定は行わないこととした。

一方で、地震調査研究推進本部は、宮城県等の海岸域での過去 3 千年間の津波堆積物及び津波痕跡高の調査資料から、東北地方太平洋沖地震と同程度の巨大な津波は、550~600 年間隔で 5 回発生していると評価している。他の地域でも、これと同程度の発生頻度で最大クラスの津波が発生しているとすると、過去 3 千年以上の津波堆積物の調査資料から、その間に発生した最大クラスの津波を推定できると考えられる。この考え方を基にして、本モデル検討会では、過去に発生した地震の津波堆積物等から推計される最大の津波断層モデルを最大クラスの津波断層モデルとして取り扱うこととした。

岩手県から北海道の沿岸では、最大クラスの検討に必要な過去 6 千年間にわたる津波堆積物の資料が調査されており、この期間において、最大クラスの津波が少なくとも一回以上発生したと考えられるため、津波堆積物の資料 (図 2-13、図 3-8) の津波痕跡高を再現する津波断層モデルは、この地域での最大クラスの津波断層モデルとして適切なモデルであると考えられる。

### 3) 日本海溝・千島海溝における津波伝播の特徴

今回の検討対象領域で津波が発生した場合には、海溝軸に沿って伸びる横長の震源域に面した海岸に大きな津波が伝播する特性を持つ (図 3-9)。例えば、三陸沖で発生した地震による津波は、三陸沿岸では大きいですが北海道東部の太平洋沿岸への影響は相対的に小さく、逆に、北海道東部の太平洋沿岸で発生した地震による津波は、北海道東部の太平洋沿岸では大きいですが三陸沿岸や襟裳岬以西の沿岸への影響は小さい。

各地域の特徴を細かく見ると、例えば北海道東部に波源がある場合でも釧路市には津波が入りにくいといった地域性がある。これは、釧路海底谷により

津波の伝播方向が変わるためである。同様に、北海道西部の海溝寄りに波源がある場合には、海底地形の影響により襟裳岬より西側の日高沿岸や内浦湾（噴火湾）には津波が入りにくいという特徴がある。一方、陸寄りに波源がある場合には、日高沿岸や内浦湾（噴火湾）にも津波が伝播しやすい。

また、沖合の水深分布の影響で、津波波源から離れていても津波が集中して到達する地域が見られる。例えば、北海道の襟裳岬、青森県八戸市付近、岩手県宮古市付近及び福島県北部ではやや離れた波源であっても伝播した津波が集中し、これらの地域では高い津波が生じやすい。

#### 4) 二つの領域における最大クラスの津波断層モデルの構築

本検討では、それぞれの海岸での最大の津波によると考えられる堆積物は、その海岸に面した海域で発生した地震によるものと考え、大きな津波を発生させる地震の領域は、岩手県沖から北海道日高地方の沖合の日本海溝沿いの領域と、襟裳岬から東の千島海溝沿いの2つの領域に区分けして検討することとした。ここでは、前者の領域を対象に検討したモデルを「日本海溝（三陸・日高沖）モデル」、後者を「千島海溝（十勝・根室沖）モデル」と呼ぶこととする。

推定された最大クラスの津波断層モデルの地震の規模は、日本海溝（三陸・日高沖）モデルが Mw9.1、千島海溝（十勝・根室沖）モデルが Mw9.3 である（図 3-10、図 3-11）。

なお、津波断層モデル構築や津波推計の詳細は第2編で示す。

#### 5) 地震の連動性に対する基本的な考え方と推計された津波高等の取り扱い

本検討で作成した「日本海溝（三陸・日高沖）モデル」は岩手県から襟裳岬にかけて津波高が最大クラスとなる津波断層モデルであり、「千島海溝（十勝・根室沖）モデル」は襟裳岬から根室半島の太平洋沿岸にかけて津波高が最大クラスとなる津波断層モデルである。各モデルによる津波高の高低関係は、襟裳岬を境に入れ替わり、襟裳岬より西側では日本海溝（三陸・日高沖）モデルが大きく、襟裳岬より東側では千島海溝（十勝・根室沖）モデルが大きい。

本検討で作成した最大クラスの津波断層モデルは、各モデルによる地震が別々に発生することを前提として設定したモデルであり、両モデルによる地

震が連動して発生することは想定していないが、連動して発生した場合においても、その津波高は基本的には各モデルによる津波高の最大値を包絡したものと同等規模になる（図 3-12）。ただし、両モデルから生じる津波の重なり方によって、局所的に津波が高いところや低いところが生じうることに注意が必要である。

被害想定や防災対応の検討において二つの領域の地震の連動発生を想定する場合には、二つのモデルによる津波を加算して推計するのではなく、二つのモデルから推計される津波の最大のものを選択する方式により得られた津波高、浸水域等を用いることが妥当と考える。

なお、日本海溝沿いの地震とされている 1611 年慶長三陸地震と千島海溝沿いの 17 世紀の地震は別の地震と見られているが（佐竹，2017）、両地震が同じ地震である可能性も指摘されている（平川，2012）。仮に同じ地震であった場合には、その波源域は日本海溝から千島海溝にまたがる広範囲に及ぶことになる。

### 3-4. 日本海溝・千島海溝沿いにおける最大クラスの強震断層モデルの考え方

最大クラスの津波断層モデルとは別に、この海溝型の断層がずれ動いた際に発生する強震動を推定するためのモデルを、「最大クラスの津波発生時の強震断層モデル」として検討した。

東北地方太平洋沖地震は M9 の地震であり、津波については過去に発生した M8 クラスの巨大地震の津波を大きく上回る高さであったが、強震動については、その影響範囲は広いものの、過去に発生した M8 クラスの巨大地震の震度と同程度であった。これは、強震動の強さは断層の最大すべり量よりも SMGA の位置や応力降下量に左右されるためである。また、東北地方太平洋沖地震の SMGA の位置は、過去に発生した M8 クラスの巨大地震の SMGA とほぼ対応している（図 3-13）。

そのため、強震断層モデルの検討においては、南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）の強震断層モデルの検討と同じく、海溝型地震の SMGA は、過去に発生した地震の SMGA と概ね同じ領域にあるとの考えを基本的な考え方とした。この基本的な考え方を基に、日本海溝から千島海溝沿いで発生した過去の地震の SMGA（SMGA が求められていない地震はアスペリティ）を参考にして SMGA を設置した（図 3-14）。SMGA の面積と、SMGA の Mw との関係につ

いては、南海トラフ等の検討で用いた内閣府の関係式を用いた。SMGA の応力降下量は 30MPa とした。ただし、地震・津波は自然現象で不確実性を伴うものであり、応力降下量にはばらつきがあることに留意する必要がある。

最大クラスの強震断層モデルは、「日本海溝（三陸・日高沖）モデル」と「千島海溝（十勝・根室沖）モデル」のそれぞれの最大クラスの津波断層モデルに対応するように、領域に分けて想定した（図 3-15、図 3-16）。

なお、この最大クラスの強震断層モデルは、プレート境界型の超巨大地震発生時の強震動を推計するためのモデルである。先に述べたとおり、直下地震による震度は、今回推計した震度よりも大きくなることがある。それぞれの地点における強震動への備えについては、今回推計した震度に備えると同時に、沈み込むプレート内地震や地殻内の地震など、直下地震によるより大きな震度にも備えることが重要である。

なお、強震断層モデル構築や震度推計の詳細は第 3 編で示す。



## 第2編 津波断層モデル編

### 4. 津波断層モデル

#### 4-1. 基本的な考え方

##### 1) 津波伝播経路を考慮した検討区域について

日本海溝・千島海溝沿いにおける最大クラスの津波断層モデルの検討は、上述のとおり、南海トラフ沿いでの最大クラスの津波断層モデルの検討とは異なり、これまでに得られている津波堆積物の最大の高さや浸水域を示すデータを説明する津波断層モデルを作成することを基本としている。

千島海溝沿いと日本海溝沿いのそれぞれで発生した津波の伝播経路を比べると、千島海溝沿いで発生した津波の主たる部分は、襟裳岬よりも東の太平洋沿岸に到達しており、日本海溝沿いで発生した津波の主たる部分は襟裳岬から西の太平洋の沿岸に到達している。このことから、千島海溝（十勝・根室沖）モデル及び日本海溝（三陸・日高沖）モデルの津波断層モデルの検討は、次に示す資料を用いて検討することとした。

##### ①千島海溝（十勝・根室沖）モデルの検討

襟裳岬よりも東側の北海道の太平洋沿岸で調査された津波堆積物の資料及び古文書等の歴史資料を用いて検討する。

##### ②日本海溝（三陸・日高沖）モデルの検討

襟裳岬よりも西側の北海道の太平洋沿岸及び、青森県及び岩手県の太平洋沿岸で調査された津波堆積物の資料及び古文書等の歴史資料を用いて検討する。

検討は、これら各地域における津波堆積物及び歴史資料を用いて、津波断層モデルをインバージョン解析により算出し、その解析結果をもとに、最大クラスの津波断層モデルとしての特徴等を加味して津波断層モデルを作成することを基本とした。

なお、インバージョン解析に用いた観測方程式は次式のとおりである。

$$\begin{pmatrix} W(d_{obs} - d_{cal}^{i-1}) \\ -\alpha S m^{i-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} WG^i \\ \alpha S \end{pmatrix} (m^i - m^{i-1}) \quad (7.1)$$

ここで、 $d_{obs}$ は観測データ、 $d_{cal}$ は計算データ、 $W$ はデータの重み、 $G$ はグリーン関数、 $S$ は空間方向の平滑化行列、 $\alpha$ は平滑化の程度を決める超パラメータ、 $m$ は断層すべり量、 $i$ はイタレーションの回数を示す。インバージョン解析では、イタレーションにより観測データを説明する最適モデルを求めた。

なお、断層のすべり角は固定し、Demets et al. (2010)によるグローバルプレートモデル MORVEL (Mid-Ocean Ridge VELOCITY、図 4-1) による太平洋プレートの運動方向を求め、その逆方向をプレート面状に投影して断層のすべり角とした。日本海溝・千島海溝では断層のすべり角は千島海溝で概ね 70 度、日本海溝で 70~90 度である。

## 2) 津波堆積物資料の取り扱い

津波堆積物の調査方法は、ボーリング等によるコアサンプル採集による地質調査と、海岸等の路頭での地質調査に大きく区分される。後者の海岸等での露頭調査では、資料が得られた標高を元に津波の高さを推定することができる。これに対し、ボーリング等による調査では、得られたコア資料の中に複数の津波堆積物が確認され、津波の履歴を確認することはできるが、これらの資料が得られた地点の標高を、津波の高さを表す直接的な指標として用いることはできない。

このため、インバージョン解析でのデータの利用においては、津波堆積物が得られた地点の津波の浸水深は、2-4 節で述べたとおり、これまでの検討と同じく、2m 以上の浸水深であったとして扱うことにし、ボーリング等による調査地点の資料については、海岸での高さのみでなく、内陸への浸水をシミュレーションし評価することとした。

## 3) 検討に用いる地形の取り扱い

津波堆積物の資料から、その資料に該当する年代の津波の高さを正確に推定するには、当時の地形を復元する必要がある。しかし、地殻変動の経年変化に加え、それぞれの場所における堆積・浸食等の地形変化も含め復元することは極めて困難である。

地形の変化を考えると、現在の低地等での地形は、堆積や埋め立て等により津波発生当時よりも海側に広がっている可能性がある。一方、海洋プレートの沈み込みにより、地震発生直前の地形は、現在よりも沈降していた可能性もある。こ

のため、現在の地形で過去の津波を復元した津波断層モデルの変位量よりも、より小さな変位量の津波断層モデルで当時の津波を復元できる可能性もある。しかし、地形の復元が正確でなかった場合には、より小さな変位量の津波断層モデルで推計した津波高等は、過小評価となる可能性がある。逆に、現在の地形で検討した津波断層モデルは、過大評価になる可能性も考えられる。

これらのことから、過去の地震発生時の地形の復元については今後の検討課題とし、今回の最大クラスの津波断層モデルの検討においては、想定した津波断層モデルが過小評価とならないよう、現在の地形を用いて評価することとした。なお、想定した津波断層モデルでは、収集された津波堆積物の説明ができない地点等については、その理由を検討するため、当時の地形を考慮した場合の検討を行い、参考資料として示すこととした。

#### 4-2. 千島海溝沿いの最大クラスの津波断層モデル（十勝・根室沖モデル）

過去に発生した津波堆積物等の資料には、最大クラスの津波に相当するものもあれば、M7クラスからM8クラスの津波によるものもある。これら全ての資料を単純に用いた津波断層モデルの解析は、津波堆積物を形成した多数の津波の平均的な高さを再現する断層モデルを解析することとなり、最大クラスの津波断層モデルの検討とはならない。

このため、最大クラスの津波断層モデルの検討に用いる津波堆積物等の資料として、海岸域の津波の高さを検討する際は、最大値の包絡線を形成する資料を使用し、内陸における津波堆積物を検討する際は、以下に示すように陸域の最奥の包絡線に相当する資料を用いた。

##### 1) 千島海溝沿いの津波断層モデルの検討に用いた津波堆積物等の資料

千島海溝沿い津波堆積物資料は100点以上あり、この中から最大クラスの津波断層モデルの検討に用いた津波堆積物等の資料は、次の①～③の手順で選択した（図4-2～図4-4）。

- ①襟裳岬から東側の北海道の太平洋沿岸域の津波堆積物等の資料を対象とする（図4-2）。根室半島の裏側及びオホーツク海岸域の津波堆積物等の資料については、津波発生履歴の検討には参考とするが、必ずしも最大クラスの津波に相当する津波堆積物でない可能性も考えられることから、今回の解

析では、検討対象には含めないこととする。

- ②データの空間分布に偏りが生じないように、全データの領域を 20km の小区間に分割する（広尾町～根室市までの 10 区間となる）。
- ③各小区間内のデータに対して、全データを用いたインバージョン解析結果の計算値を用いて、「(観測値－計算値) / 計算値」を指標値とし、指標値が  $+1\sigma$  以上のデータを、観測データとして抽出する（図 4-4）。ただし、小区間内で抽出されるデータが全く存在しない場合には、データの空間分布の偏りが生じないように、指標値が最大となる 1 点を代表として、解析対象資料に加える。

これら作業により抽出された津波堆積物資料は、最大クラスの津波によってもたらされたと考えられる 12～13 世紀の津波堆積物と 17 世紀の津波堆積物の資料と見なすことができる。なお、三陸・日高沖についても同様の処理をしており、その結果を図 4-5～図 4-7 に示す。

## 2) インバージョン解析によるすべり量分布の算定

上記の最大クラスの津波によるものと考えられるデータを用いたインバージョン解析の結果、空間的な分解能を細かくした場合（平滑化パラメータ  $\alpha$  を小さくした場合）には、海溝軸よりも陸寄りのプレート深部が大きくすべる断層モデルが得られた（図 4-8）。一方、空間的な分解能を粗くした場合（平滑化パラメータ  $\alpha$  を大きくした場合）には、海溝軸まで大きくすべる断層モデルが得られた（図 4-9）。どちらのモデルも同じ程度に津波痕跡高データの高さや浸水範囲を説明できる。

インバージョン解析に用いた観測データから両モデルのどちらが妥当であるかを決定することは困難だが、沿岸の津波高を計算した際に、空間的な分解能を粗くした場合のモデル（海溝軸側で大きくすべるモデル）の方が、観測点以外の沿岸で津波が平均的に高くなる結果となった（図 4-10、図 4-11）。また、空間的な分解能を細かくするには津波観測データの量が必ずしも十分ではないことから、本検討会では空間的な分解能を粗くした場合のモデル（海溝軸側で大きくすべるモデル）を最大クラスのモデルとして用いることとした。

## 3) 大すべり域等の設定

インバージョン解析で求めたすべり量分布に基づき、大すべり域等の設定を行った。求められた断層モデルはすべり量が最大 80m 程度となる領域が十勝沖の海溝軸側に存在し、そこから東西に向かってすべり量が小さくなる分布となっている。東側の根室沖においては、海溝軸付近の平均すべり量は 40m 程度であり、その深部側ですべり量が小さくなる。このため、インバージョンモデルは十勝沖のすべり量の特に大きい領域を除けば、南海トラフにおける最大クラスの津波断層モデルと同様に、プレート浅部側に大すべり域、超大すべり域の領域を持つすべり量分布を持つものと見なすことができる。本検討会では、震源域の面積からスケーリング則に基づいて平均すべり量を 10m と想定したうえで、十勝沖・根室沖の大すべり域・超大すべり域の断層すべり量を考慮して、背景領域のすべり量を設定した（図 4-12）。なお、プレートの収束速度は千島海溝南部では約 80mm/年であるため、最大クラスの断層モデルの最大すべり量は（約 80m）は、約 1,000 年分の歪蓄積に相当する。

#### 4) 有限要素法による地殻変動量の計算

津波計算の海面初期変位は、地殻変動の垂直変位量に水平方向の海底地形の起伏の移動による上下方向の地形変化量 (Tanioka and Satake, 1996) を加味し、海底地殻変動と海面変動の関係を表す水理フィルタ (Kajiura, 1963) を適用した。

本検討会では現実的な地殻変動量を算出するため有限要素法ソルバー「GAMERA」を用いて地殻変動量の算出を行った。有限要素法を用いることにより、3次元的なプレート形状を考慮した地殻変動量の算出が可能であり、解析は東京大学地震研究所の協力を得て、海洋研究開発機構 (JAMSTEC) において実施した。なお、有限要素法による計算を実施する際には、計算の安定化のために、津波堆積物の説明性を確保したまま、断層すべり量分布が滑らかになるよう補正を行った（図 4-13）。

#### 5) 各ケースの破壊開始点等

インバージョン解析においては、津波断層モデルの全域が同時に破壊するとしていた。しかし、今回のような長大な津波断層モデルでは、津波断層の破壊伝播の様子により津波の襲来状況が異なること場合がありうる。そこで、津波

断層モデルの破壊は、全域が同時に破壊するモデルではなく、破壊開始点から破壊が始まり、順次断層破壊が伝播するモデルとし、各検討ケースに破壊開始点を設定した。津波断層モデルの破壊開始点及び破壊伝播速度等は、東北地方太平洋沖地震及び過去の事例も参考に、次のとおりとした（図 4-14～図 4-16）。

ケース 1 : 「2003 年十勝沖地震」の震源を破壊開始点に設定

ケース 2 : 「2003 年十勝沖地震」及び「1973 年根室沖地震」の震源の中間点付近を破壊開始点に設定

ケース 3 : 「1973 年根室沖地震」の震源を破壊開始点に設定

なお、実際には、津波断層の破壊開始点、破壊伝播は必ずしも想定どおりにはならないため、破壊開始点や破壊伝播等の違いにより、津波高や津波到達時間等に幅があることに留意する必要がある。

破壊伝播速度及びライズタイムについては、経験的に用いられる平均的な値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、次のとおりに設定した。なお、東北地方太平洋沖地震では、海溝沿いの破壊伝播速度は、それよりも深い場所に比べて遅いとの解析結果もあるが、海溝沿いの領域の幅が狭く、断層破壊時間の差は 5 秒程度しか見込めないことから、今回の解析では破壊伝播速度は全域で同じとし、その速度は S 波速度構造から Geller(1976)の関係式を用いて 2.5 km/s とした。ライズタイムに関しては、地震時の断層すべり速度は 1 m/s 程度であり (Ide et al., 2011)、断層の最大すべり量は、40~80m 程度であることから 1 分 (60 秒) とした。2011 年東北地方太平洋地震のインバージョン結果では、大きな断層すべりが生じた範囲のライズタイムは約 2 分となっており (Satake et al, 2013)、それに比べると本モデルのライズタイムはやや短い。しかし、ライズタイムを長くすると一般的に津波高が小さくなるため、ここでは評価結果が過小とならないように 1 分とした。

・破壊速度 : 2.5km/s

・ライズタイム : 1 分

### 4-3. 日本海溝沿いの最大クラスの津波断層モデル（三陸・日高沖モデル）

千島海溝沿いの最大クラスの津波断層モデルの検討で述べたとおり、過去に発生した津波による津波堆積物等の資料には、最大クラスの津波に相当するものもあれば、M7クラスからM8クラスの津波により形成されたものもある。これら全ての資料を単純に用いた津波断層モデルの解析は、津波堆積物を形成した多数の津波の平均的な高さを再現する断層モデルを解析することとなり、最大クラスの津波断層モデルの検討とはならない。

このため、最大クラスの津波断層モデルの検討に用いる津波堆積物等の資料には、海岸域の津波の高さを検討する際は最大値の包絡線を形成する資料を使用し、内陸における津波堆積物を検討する際は、陸域の最奥の包絡線に相当する資料を抽出して用いた。

#### 1) 日本海溝沿いの津波断層モデルの検討に用いた津波堆積物等

北海道の襟裳岬から西側の太平洋沿岸及び青森県及び岩手県の太平洋沿岸は、北海道の襟裳岬から根室半島の太平洋沿岸よりも海岸線距離が長いが、津波堆積物資料は100点弱と千島海溝沿いよりも少なく、リアス式海岸等の複雑な地形に位置しているデータが多い。このため、最大クラスの津波に対応する資料等を抽出することが難しく、津波堆積物が確認された地点の地形の特徴等を踏まえながら検討対象とする資料を抽出することとした。

最初に、北海道駒ヶ岳の東麓岸から室蘭にかけての噴火湾及びその周辺の津波堆積物等について検討した。この領域における津波堆積物等は、北海道駒ヶ岳の噴火に伴い発生した大きな津波により形成された可能性がある。このため、噴火年代に対応する津波堆積物等について、駒ヶ岳噴火（1640年）により海域に流入したと推定される火砕物の量をもとに津波高等を計算し、その高さと同様若しくは小さい津波堆積物等の資料は、火山噴火による可能性がある資料として、検討対象から除いた（表4-1、図4-31）。

次に、狭隘な谷地形等、津波シミュレーションで表現しきれないような地形で採取された津波堆積物等の資料については、周辺にある津波堆積物等の資料の再現状況等を考慮して評価した。これらの資料については、今回の津波シミュレーションでは再現できなかった特異地点であることを明示するとともに、過去に津波が襲来した地点であり防災上留意することを示すこととした（4-5節）。

最大クラスの津波によると考えられる津波堆積物データを抽出する手法は、4-2 (1) に示した千島海溝沿いのデータと同様である (図 4-5~図 4-7)。

## 2) インバージョン解析によるすべり量分布の算定

上記の最大クラスの津波によるものと考えられるデータを用いたインバージョン解析の結果、岩手県沖の海溝軸に沿った領域と、三陸沖北部のやや深部領域 (日高沖) にすべり量がある断層モデルが得られた (図 4-17)。リアス式海岸に分布する津波堆積物等の再現は、主に岩手県沖の領域の断層すべりにより発生した津波が支配的であり、海溝軸に沿った浅部領域で大きくすべることにより、局所的に高い津波が発生する。一方、青森県及び北海道の噴火湾内や日高沿岸に分布する津波堆積物の再現は、主に三陸沖北部のやや深部領域の断層すべりにより発生した津波が支配的であり、岩手県沖と比較して津波高は低いものの、陸域に近い深部領域ですべることにより、海溝軸から離れた内陸の津波堆積物を再現している。

## 3) 大すべり域等の設定

インバージョン解析で求められたすべり量分布に基づき、大すべり域等の設定を行った。

岩手県沖の領域においては、1896 年明治三陸地震等の津波地震タイプの地震が発生しており、今回の検討で得られたインバージョンモデルはこれと整合的である。岩手県沖のすべり量は海溝軸に沿った領域で 40m 弱となっており、南海トラフ沿いにおける最大クラスの津波断層モデルと同等のすべり量を有する超大すべり域に相当する領域と見なすことができる (図 4-18)。そこで、岩手県の海溝軸に沿った領域を超大すべり域とし、これより深部にすべり量を 20m とする大すべり域を設定した (図 4-19(1))。

三陸沖北部の深部領域 (日高沖) においては、1968 年十勝沖地震等が発生しており、今回の検討で得られたインバージョンモデルはこのすべり分布とよく対応している。 (図 4-20)。

三陸沖北部の海溝軸に近い浅部領域においては、インバージョン解析の感度が小さく、主要なすべり量を設定することができなかつた。そこで、ここでは岩手県沖及び三陸沖北部の深部領域 (日高沖) のすべり量と概ね同等となるよう、



一律 10m のすべり量を与えるものとした。なお、三陸沖北部の深部領域を考慮せず、浅部領域のみの断層すべりによって津波堆積物等を説明するには 100m 程度のすべり量が必要である (図 4-21)。

なお、インバージョンモデルとインバージョンに基づく最大クラスのモデルでは、津波高分布や浸水深分布の全体的な傾向は類似しているが、詳細には異なっている。インバージョンモデルの方では、津波堆積物に対して計算津波高がやや不足している地点が見られるが、最大クラスのモデルでは、一部の局所的に高い地点を除けば、おおむね計算津波高が上回っており、浸水範囲もやや広い (図 4-19(1)～(5))。しかしながら、最大クラスのモデルでも、既往津波の津波痕跡高や津波堆積物全てを説明できておらず、局所的にはより高い津波が生じた可能性があることに留意が必要である。

#### 4) 有限要素法による地殻変動量の計算

千島海溝沿いの最大クラスの津波断層モデルと同様に、有限要素法ソルバー「GAMERA」を用いて地殻変動量の算出を行った。有限要素法による計算を実施する際には、計算の安定化のために、津波堆積物の説明性を確保したまま、断層すべり量分布が滑らかになるように補正を行った (図 4-22)。

#### 5) 各ケースの破壊開始点等

千島海溝沿い最大クラスの断層モデルと同様に、津波断層モデルは破壊伝播モデルとして設定し、各検討ケースに破壊開始点を設定した (図 4-23、図 4-24)。

ケース 1 : 岩手県沖の大すべり域の南北方向の中心付近の深さ 25km 付近を  
破壊開始点に設定

ケース 2 : 「1968 年十勝沖地震」の震源と三陸沖北部ですべり量が最大となる  
小断層を結ぶ直線上で深さ 30km 付近を破壊開始点に設定

千島海溝沿いの検討と同様に、破壊伝播速度及びライズタイムを以下のとおり設定した。

・破壊速度 : 2.5km/s

・ライズタイム : 1分

#### 4-4. 津波堆積物から推定した津波断層モデルについての留意点

先に述べたとおり、本検討会の津波断層モデルは過去の津波堆積物や津波痕跡高から推定した最大クラスの津波断層モデルであり、津波堆積物や津波痕跡高のデータは全てプレート境界型地震によるものとして設定している。しかし、津波堆積物には、アウターライズ地震等、メカニズムが異なる地震の痕跡データを含んでいる可能性も考えられる。また、痕跡データを現在の地形を用いて再現するモデルであるため、津波発生時点の地形等を用いて再現する場合は想定される津波断層モデルが変わる可能性がある。

なお、今回のモデルはライズタイム(断層面上のある一点ですべりが継続する時間)を1分に設定しているが、断層のすべりは破壊開始点から広がるため、断層全体のすべり継続時間はそれより長く、日本海溝沿いの最大クラスのモデルで約3分、千島海溝沿いの最大クラスのモデルで約5~6分に及ぶ。

#### 4-5. 今回のモデルで参考扱いとした痕跡データ

既存の痕跡データの中には、周辺地域で確認された痕跡データと比較して津波痕跡高が局所的に著しく大きく、本検討会の津波断層モデルでは再現できていない地域がある。局所的に痕跡高が大きいデータを無理に再現した場合に、その周囲の痕跡データに対して津波推計結果が著しく大きくなってしまふことから、このような痕跡データは本検討会の津波断層モデルではターゲットデータから除外した。しかし、過去に津波が襲来した地点であり防災上留意する必要がある。参考扱いとした痕跡データは次のとおりである。

- 浜中町・・・位置精度が低く、急峻な地形に位置するため、高さの評価が正確ではない(図4-9、図4-27)。
- 厚岸町・・・津波発生時の海岸線と大きく異なっている。インバージョンモデルにおいては、旧地形であれば津波高及び浸水範囲ともに再現可能である(図4-9、図4-28)。
- 広尾町・・・信憑性が低いデータである。インバージョンモデルにおいては、津波高及び浸水範囲はやや小さい程度の結果となる(図4-9、図4-29)。

- 噴火湾・・噴火湾においては火山起源か地震起源かが不明の津波堆積物が存在するため、1640年駒ヶ岳噴火の山体崩壊による津波計算を実施し、駒ヶ岳噴火による津波堆積物及び本検討会で対象とする17c地震の津波堆積物との識別を行なった。具体的には、1640年駒ヶ岳噴火の岩屑なだれの層厚分布（吉本ほか，2003）（図4-30）を元に、津波の初期水位分布データを作成した。岩屑なだれの海域への流入方向は、駒ヶ岳山頂から岩屑なだれの最大層厚の方向とした。吉本ほか（2003）による岩屑なだれの層厚分布は最終形態であり、実際には体積変化を伴いながら海域に流入したと考えられるが、今回は簡易的に津波計算を実施して津波伝播特性を把握することを目的としたため、最終形態の岩屑なだれがそのままの海域に流入したと仮定して初期水位分布データを作成した。また、岩屑なだれの流入時間が津波高に与える影響を確認するためのパラメータテストを実行し、Nishimura and Satake（1993）の計算条件を参考に、5分を最適値とした。イベントが不明とされた津波堆積物について、1640年駒ヶ岳噴火の津波計算により再現可能な津波堆積物は参考扱いとし、それ以外を検討対象とする17c地震の津波堆積物データとして整理した（表4-1、図4-31）。
- 猿ヶ森・・津波発生当時の地形と大きく異なっている。このため、インバージョンモデルにおいても再現が困難である。なお、Minoura et al.（2013）の津波堆積物については、東北電力（2017）と同じ11m程度の高さとするに問題がないとする見解もあるが、ここではMinoura et al.（2013）が示す20m超の標高を参考に位置設定を行った。また、旧地形であれば津波高及び浸水範囲ともに東北電力（2017）の津波堆積物は再現可能である（図4-17、図4-32、図4-33）。
- 小本・・・周囲と比較して局所的に高く、「昔の津波」による伝承とされている。急峻な地形に位置するため、インバージョンモデルにおいても再現が困難である（図4-17、図4-34）。
- 田老・・・周囲と比較して局所的に高く、津波発生当時の地形と大きく異なっている。インバージョンモデルにおいて、田老の津波高及び浸水範

囲の再現は概ね可能であるが、周囲の痕跡データに対しては津波高が著しく大きくなる（図 4-17、図 4-35）。

- 小谷鳥・・周囲と比較して局所的に高く、「昔の津波」による伝承とされている。インバージョンモデルにおいて、小谷鳥の津波高及び浸水範囲の再現は可能であるが、周囲の痕跡データに対しては津波高が著しく大きくなる（図 4-17、図 4-36）。

## 5. 津波高等の推計手法

### 5-1. 津波伝播・遡上計算

津波の伝播計算については、海底での摩擦及び移流を考慮した非線形長波理論に基づき差分法により行った。この計算においては、陸域側を最小 10m メッシュとし、外洋側により大きなメッシュを設定して (30m、90m、270m、810m、2430m)、接続計算により行った (表 5-1、図 5-1～図 5-6)。10m メッシュで区分した領域数は約 250 である。なお、島嶼部についても、有人の島については 10m メッシュ計算となるようにした。

津波の遡上計算については、陸上の遡上部分における家屋等の障害物による摩擦の効果は粗度係数で表現することとした。

### 5-2. 計算条件及び計算範囲

#### 1) 計算条件

本検討会で実施する津波シミュレーションの計算条件を表 5-2 に示す。

#### 2) 計算範囲

本検討会において 10m メッシュ計算を実施するための適切な計算範囲を確認するため、2430m メッシュによる概略計算を実施し、計算結果の確認を行った。本検討会で設定した最大クラスの津波断層モデルについて、海岸における津波高の確認を行った。最大水位分布を図 5-7 に示す。海岸の津波高を図 5-8 に示す (2430m メッシュによる概略計算結果のため、グリーンの定理を用いて水深 1 m における津波高に換算し、三陸・日高沖及び十勝・根室沖モデルそれぞれについて津波高の最大包絡を算出した)。これより、以下の方針に基づき、10m メッシュ計算範囲を設定することとした。

- ・日本海側について、津波高が十分に小さくなる範囲までを計算対象とし、本州については青森県全域を含む領域までを対象とすることとした。北海道については、渡島支庁の松前町全域を含む領域までを対象とすることとした。
- ・本州の太平洋側の西側については、神奈川県までは 3m 程度の津波高となることが想定されるため、余裕を持たせて静岡県全域を含む領域までを対象とすることとした。
- ・北海道の日本海側以外について、根室半島付近までは 3m 程度の津波高となる

ことが想定されるため、余裕を持たせてオホーツク海全域を含む稚内市までを対象とすることとした。

### 5-3. 地形データ等の作成

#### 1) 地形データ

本検討会の地形データ作成のために収集した資料の一覧を表 5-3 に示す。精度が高く、東北地方太平洋沖地震後の標高を反映した測量年次の新しいデータを優先的に使用した。

収集した資料を元に、地形データの作成を行った。標高の基準は東京湾平均海面 (T. P.) とし、東北地方太平洋沖地震後の標高として現況地形データの作成を行った (図 5-9、図 5-10)。参考のため、前回の検討 (2005) の地形データ作成時に収集した資料の一覧を表 5-4 に示す。

なお、令和 2 年 4 月 21 日の概要報告では、宮城県の堤防データは東北地方太平洋沖地震の発生前のものであったが、その後宮城県から最新の堤防データを入手したことから、今回の報告では、宮城県の堤防データを入れ替え、最新のものをを用いて推計している。

#### 2) 粗度データ

本検討会の粗度データ作成のために収集した資料の一覧を表 5-5 に示す。国土数値情報をベースとし、より詳細なメッシュデータを作成する目的で、その他の資料を用いて修正を行った。参考のため、前回の検討 (2005) の粗度データ作成時に収集した資料を表 5-6 に示す。本検討会で設定した Manning の粗度係数を表 5-7 に示す。本検討会及び前回検討 (2005) の粗度データの比較を図 5-11 に示す。本検討会で作成した主な地域ごとの粗度データを図 5-12 に示す。

#### 3) 堤防データ

本検討会の堤防データ作成のために収集した資料の一覧を表 5-8 に示す。参考のため、前回の検討 (2005) の堤防データ作成時に収集した資料を表 5-9 に示す (直轄河川は本検討会と同水系であるため省略)。本検討会及び前回検討 (2005) の堤防データの比較を図 5-13 に示す。本検討会で作成した主な地域ごとの堤防データを図 5-14 に示す。

#### 4) 計算上の初期潮位の取り扱い

津波の推計を実施するにあたり、従来の内閣府における検討では、初期潮位は単年の天文潮位の最高値に基づいて整理していたが、自治体の津波浸水想定と比較がしやすいように、「津波浸水想定の設定の手引き」に基づき初期潮位（天文潮位）として朔望平均満潮位を用いることにした。本検討では、下記のように朔望平均満潮位（※）を設定した。

天文潮位は計算から求められる理論値であるのに対して、朔望平均満潮位は観測に基づく値であるため、両者には相違がある。しかし、図 5-16 及び図 5-17 に示すようにその差は-0.2m ~ +0.25m 程度である。

計算領域ごとの初期潮位は、国土交通省（2019）「津波浸水想定の設定の手引き ver. 2.10」に従い、朔望平均満潮位（※）を用いた。各県の朔望平均満潮位の値は、国土交通省水管理・国土保全局海岸室より提供を受けた（図 5-15）。

※朔望潮位の年平均値を、朔と望を併せて満潮位について平均した値のこと。朔望潮位とは、朔（新月）の前2日後4日の期間における、満潮（または干潮）の中から選んだ最高（または最低）の潮位のこと。（気象庁 HP より引用）

一つの計算領域に複数の朔望平均満潮位の範囲が含まれる場合には、津波浸水の影響が大きいと考えられる範囲の朔望平均満潮位を採用した。また、北方四島については、データがないため、隣接する北海道野付崎～納沙布岬の朔望平均満潮位（T.P. +0.80m）を与えた。以上により、設定した満潮位を図 5-18～図 5-23 に示す。

なお、内閣府における過去の検討では、初期潮位は単年の天文潮位の最高値に基づいて整理している。

- ・平成 17 年「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」：  
2005 年気象庁潮位表の年間最高潮位に基づき設定
- ・平成 24 年「南海トラフ地震モデル検討会」及び平成 25 年「首都直下地震モデル検討会」：  
2012 年気象庁潮位表の年間最高潮位に基づき設定

#### 5-4. 堤防等の条件

堤防（水門を含む）の条件は次のとおりとした。

最大クラスの津波の想定は、より厳しい条件を想定し、それに対して防災対策の検討を進めていくものである。このため、「津波が堤防を越えると当該堤防は破壊する（堤防なし）とする」条件で計算することとした。

また、地震動により堤防が「沈下する」、「破壊する」ことが想定される。「南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ」における被害想定推計の際には、震度6弱以上で堤防の被害発生の可能性があるとし、震度6弱以上の堤防長の割合から、被害量を案分する手法を用いたが、本検討では津波推計時に、直接的に堤防の沈下・破壊を考慮することとした。

具体的には南海トラフの検討と同様、過去の地震被害等を参考に震度6弱以上の地域については、「地震動により堤防が機能しなくなる」条件とした。

堤防の「沈下」あるいは「破壊」の主たる要因は、液状化によると考えられるが、これがいつ発生するかは不明である。今回想定した強震断層モデルによる強震動は、6弱以上の揺れとなる地域の中でも場所によって異なるが、早いところでは数秒後から、遅いところでも1～2分後には大きな揺れとなり、2～3分以上の強い揺れとなる可能性がある。

このような揺れの中で、どの時点で堤防が「沈下」、「破壊」するかは不明であるが、今回の検討では、震度6弱以上の地域については、「地震発生から2分後に堤防が機能しなくなる（「沈下」、「破壊（堤防なしとする）」）条件で計算することとした。ただし、岩手県・宮城県の堤防等については震災復興により堤防機能の強化が図られていることから地震動による条件は適用しないものとした。なお、具体的な沈下量等については、データ提供元である各道県が津波浸水想定を作成した際のデータを参考に設定した。

#### （注）地形データに含まれる堤防の取り扱い

地形データには、幅10m程度を超えるような堤防などは標高として取り込まれている。このため、このような堤防が地形データに含まれたままの場合、「堤防が機能する場合」、「地震動により堤防が機能しない場合」のいずれの条件においても、「常に堤防あり」の条件と同等の計算が行われていることとなる。そこで、地形データに含まれる堤防（以下「地形堤防」という。）につい



ては、県ごとに次のとおり取り扱うものとした。

- ・岩手県、宮城県、福島県の被災3県について、本検討で使用した3県の地形データは表5-3(5)に示すように2018年以降のデータで、震災復興により堤防機能の強化が図られており、県提供の地形データをそのまま用いることを基本としたため、堤防データと重複する地形堤防を取り除く処理は実施しなかった。なお、宮城県においては、概要報告時点では宮城県からのデータが未提供であったため、堤防データと重複する地形堤防を取り除くことを基本としたが、本報告では、宮城県提供の地形データをそのまま用いることを基本とした。
- ・被災3県以外について、堤防データと重複する地形堤防については、これを取り除くことを基本とした。なお、南海トラフ巨大地震の津波シミュレーションにおいては、堤防データと重複する地形堤防を取り除く処理は実施しなかったが、取り除かなかった場合と取り除いた場合の浸水結果の相違点を参考として示している。

当資料の推計結果を用いる際には、上記のような取り扱いの違いがあることに留意する必要がある。

## 5-5. 地殻変動の取り扱い

津波断層面を近似した小断層ごとに、食い違いの弾性論に基づき海底地殻変動(垂直変動量)を求めた。今回検討する津波断層モデルは、破壊開始点から順次破壊が伝播するモデルとしており、各小断層は、破壊開始点からそれぞれの小断層に破壊が伝播する時間になった時点で破壊を開始し、ライズタイムの時間でその小断層に設定された最終変位に達するものとする。また、この間の変位は一定の割合で増加するものとする。

海底及び陸上の地殻変動は、地震発生からの経過時間に応じ、それぞれの経過時間までの小断層による地殻変動量の合計と等しいものとし、地殻変動による海面変位は、経過時間とともに変化する地殻変動により与えられるものとする。この際、地殻変動による海面変位は、地殻変動の垂直変位量のみでなく、水平方

向の海底地形の起伏の移動による上下方向の地形変化量も加えた上で、海底変動と海面変動の関係を Kajiura (1963) による水理フィルターにより評価した。

津波断層モデルから計算される地殻変動により隆起する場所では、その量に相当する分だけ陸域に襲来する津波高が低くなることになるが、実際の地震時には、すべり分布が異なることにより必ずしも計算どおりに隆起するとは限らない。津波断層モデルから計算された地殻変動により地盤が隆起する陸域の地点においては、防災上危険側を考える観点から、隆起しないものとして評価することとする。具体的には、その地点の陸域側の隆起量を 0 (ゼロ) m とし、海岸から沖合 10km まで範囲で海底の地殻変動量を低減しスムーズに接続することとする (図 5-24)。

今回の津波の推計では、津波断層による地殻変動は、破壊開始点から順次破壊が伝播する過程で算出される地殻変動の時間的な変化に対応するものとし、逐次、上記条件を適用する方式とした。このことにより、時間的に変化する地殻変動について、沈降は累積するが隆起は考慮されなくなることから、津波断層モデルにより隆起が算出される地域も全体的には沈降地域となる。この量は、ほとんどの領域で 0 ~ 0.2m 程度で、最大で 1.3m 程度である。図 5-25 に、各ケースの最終地殻変動を示す。

なお、海岸の津波高は、算出された T.P. 上の津波の高さに地殻変動の沈降量を加えた値とする。

## 5-6. 再現時間 (計算時間) 等

津波は第一波が最大となるとは限らず、後続波が最大となる場合が一般的に見られるため、最大津波高及び最大浸水域を適切に算出するためには、十分な再現時間をとってシミュレーションを行う必要がある。本検討会では、東北地方太平洋沖地震の最大津波到達時間のデータに基づき、計算時間を 12 時間とした。

## 6. 津波高等の推計結果

今回推計された海岸沿いにおける津波高や浸水域については、別添資料に示す。東日本の太平洋沿岸の極めて広い範囲で大きな津波が想定される。東北地方太平洋沖地震の津波高と比較すると、青森県以北では今回推計した津波高の方が高いが、岩手県内でも、海岸地形にもよるが、宮古市付近より北で今

回推計した津波高の方が高くなるところがある。

各地域における主な津波高等を北海道から東北地方にかけて例示すると次のとおりである。

- 北海道では、根室市からえりも町付近にかけて 10～20m を超える津波高、高いところではえりも町で 30m 弱、釧路市で 90km<sup>2</sup> を超える浸水域。えりも町より西側の地域においても苫小牧市や函館市などで 10m 程度の津波、苫小牧市で 100km<sup>2</sup> を超える浸水域。
- 青森県では、八戸市で高いところでは 25m を超える津波高、50km<sup>2</sup> を超える浸水域、太平洋沿岸で 10～20m 程度の高い津波。
- 岩手県では、宮古市で高いところでは 30m 近い津波高となるなど、10～20m 程度の高い津波。
- 宮城県以南については、宮城県や福島県などで場所によっては 10m を超える津波高であるが、一部の地域を除き東日本大震災よりも低い。

## 第3編 強震断層モデル編

### 7. 強震断層モデル

#### 7-1. 近年の地震のアスペリティ分布と強震動生成域 (SMGA) の位置

東北地方太平洋沖地震の強震動生成域を図 7-1 に示す。また同図右には近年の海溝型地震の震源断層モデルの解析で求められたアスペリティ (大きな断層すべりの領域) を重ねて示している。南海トラフの巨大地震モデル検討会 (内閣府, 2012) では、M8 クラスあるいはそれ以下の地震のアスペリティと SMGA は、概ね一致していると整理されており、南海トラフ地震の最大クラスの強震断層モデルでは、過去の地震の SMGA と概ね同じ位置に SMGA が位置するとして設定されている。

本モデル検討会においても、この考え方と同じく、最大クラスの SMGA については、これまでに解析された過去の地震の SMGA、或いは M8 クラス以下のアスペリティと概ね同じ場所に位置するとして断層面上に設定することとした。

なお、過去地震において大きなすべりが観測されていない領域については、大きな SMGA が位置する可能性は小さいと考えられるものの、SMGA が位置することは否定できないことから、比較的小さめの SMGA を設定することとした (図 7-2)。

#### 7-2. 強震断層モデルの断層パラメータ等の設定

強震断層モデルの設定において、SMGA の地震モーメントの設定が重要になる。内閣府 (2015) は、SMGA の地震モーメントと SMGA の面積の関係について、東北地方太平洋沖地震の解析結果も含めて整理し、スケーリング則を示した (図 7-3)。本検討会でも、このスケーリング則を用いて、SMGA の地震モーメントを設定することとする。

SMGA の応力降下量のパラメータについては、内閣府 (2015) は、東北地方太平洋沖地震での既往研究による解析結果を整理し、各 SMGA の面積や地震モーメントや大小によらず、多少のばらつきはあるものの概ね 15~30MPa の範囲にあることを示した (図 7-4)。このことから、東北地方太平洋沖地震の震度の再現モデルの検討に用いる応力降下量は 30MPa としている。本検討会の強震断層モデルの検討においても、内閣府 (2015) と同じく、応力降下量は 30MPa に設定し検討することとした。本検討会で設定した強震断層モデルのパラメータを表 7-1、表 7-2 に示す。

## 8. 震度分布の推計手法

### 8-1. 地盤構造モデル（南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府, 2012） 報告書より引用）

深い地盤構造モデルについては、地震調査委員会において、2009年に地震動予測地図作成の一環として全国深部地盤構造モデル（いわゆる「全国0.5次モデル」）が、2011年1月に「全国0.5次モデル」を改良した「全国1次地下構造モデル（暫定版）」が公表された。これを踏まえ、本検討会の深い地盤構造モデルについては、地震調査委員会による「全国1次地下構造モデル（暫定版）」を基本とした。

工学的基盤（平均S波速度が0.35～0.70km/sに相当する地層）よりも浅い地盤の地盤モデル（以下「浅い地盤構造モデル」という。）については、最近の研究によって、浅い地盤構造モデルの構築に不可欠である微地形区分が250mメッシュで整備されてきていることを背景として、本検討会では、震度分布の推計を250mメッシュで行うこととし、今回の推計に用いる浅い地盤構造モデルを、測量基準を世界測地系とした250mメッシュ（4分の1地域メッシュ、緯度間隔7.5秒、経度間隔11.25秒）で新たに作成することとした。

### 8-2. AVS30と震度増分（南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府, 2012） 報告書より引用）

#### 1) 表層30mの平均S波速度（AVS30）の設定

浅い地盤の各メッシュにおけるAVS30については、従前と同様に、地質調査資料（ボーリング及びPS検層のデータ）を基に、地質調査資料が不足する部分については微地形区分図を基にして求めることとした。

##### a) 地質調査資料による設定

ボーリングデータ及びPS検層データから既往の関係式を用いて、それぞれのAVS30を求めた。同一250mメッシュ内に複数のボーリングデータやPS検層データがある場合には、表8-1の優先順位に従って採用することとした。

## b) 微地形区分図による設定

250m メッシュの微地形区分図は、若松・松岡(2011)を用いることとし、これをもとに微地形区分と AVS30 の関係を整理した。微地形区分と AVS30 の関係については、以下の3つの関係式について検討し、微地形区分ごとに最も妥当なものを採用することとした。

- ・中央値式：

収集した PS 検層による AVS30 対数値の中央値を推定値とした場合

- ・松岡・ほか(2005)方式：

松岡・ほか(2005)を参考にして AVS30 を推定する説明変数として、標高、傾斜、先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離を考慮した場合

- ・藤本・翠川(2003)及び中央防災会議(2003)方式

藤本・翠川(2003)及び中央防災会議(2003)を参考にして AVS30 を推定する説明変数として標高を考慮した場合

その結果、岩石台地、砂礫質台地、ローム台地、谷底低地、扇状地の微地形区分には松岡・ほか(2005)による関係式を、その他の微地形区分には中央値を採用した。また、資料の数値のばらつきを加味し、それぞれ求められた関係式( $\mu$  式)の値から標準偏差を差し引いた値を用いる式( $-\sigma$  式)を用いることとした。

なお、山地(先第3系)の資料には周辺域の柔らかい地盤の資料も混在している可能性があることから、山地(先第3系)の $-\sigma$  式は $\mu$  式と同じとした。

## 2) 表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) と震度増分について

地表の震度は、工学的基盤面における震度から、浅い地盤構造モデルで増幅される震度増分を加えて算出する。この震度増分では、地盤の非線形応答特性により、震度が大きくなると震度増分が小さくなることを考慮している。横田・他(2005)は、数値計算により非線形性を加味した AVS30 と震度増分の関係式を作成し、中央防災会議(2003)でもこの関係式を用いて地表の震度分布を求めてきた。

図 8-1、図 8-2 に、求められた震度増分の分布図を示す。

### 8-3. 震度の推計手法

震度計算は、南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）と基本的に同じ方法を採用している（図 8-3）。

震度の推計には、統計的グリーン関数法を用いた。以下では、統計的グリーン関数法の概要を示す。

#### 1) 要素波の作成

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（ $V_s=350\sim 700\text{m/s}$ ）までは、地震学的に想定される振幅スペクトルに経験的な位相を与えて作成した小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、統計的グリーン関数法を用いる。

要素地震波形としては、Boore(1983)に従い、次式で示す $\omega^{-2}$ 則に従う震源特性に従うスペクトル( $S_A$ ) (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。

$$S_A(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho\beta^3} M_0 \cdot \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2} \cdot \frac{1}{1 + (\omega/\omega_{\max})^2} \frac{e^{-\omega R/2Q\beta}}{R + C} \cdots (1)$$

$$\omega_c = 2\pi f_c, \quad f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3}$$

$$\omega_{\max} = 2\pi f_{\max}, \quad f_{\max} \text{は高周波遮断周波数}$$

ここで、 $M_0$ は地震モーメント [ $\text{dyne}\cdot\text{cm}=10^7\text{Nm}$ ]、 $\rho$ は密度 [ $\text{g/cm}^3$ ]、 $\beta$ は媒質のS波地震波速度 [ $\text{km/s}$ ]、 $R$ は震源距離 [ $\text{km}$ ]、 $\Delta\sigma$ は応力パラメータ [ $\text{bar}=10^{-1}\text{MPa}$ ]  $f_c$  [ $\text{Hz}$ ] はコーナー周波数、 $Q$ はQ値である。

また、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーション係数であるが、これは、小断層ごとに計算地点への方位角、射出角により計算する。この時、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。

強震断層域の広がりやを考慮した地震波伝播の理論的考察によれば、強震動スペクトルは、断層に近い場所では、断層からの距離が短くなることによる振幅の増幅は起きなくなる。即ち、断層近傍では地震動の強さが飽和した状態となる。また、工学的基盤においても、強い地震波が入力した場合には、弱い地

震波に比べ減衰が大きくなる特性(非線形応答特性)を持つことから、断層近傍での地震動の増加は小さくなる傾向がある。

このため、中央防災会議でのこれまでの検討で用いた手法と同じく、震源直上等の震源域からの距離が小さいところでは、経験的手法と同様、 $1/(R+C)$

〔 $R$ ：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した。

このパラメータ  $C$  の値が適切でない場合には、震源近傍の震度を過小評価或いは過大評価することになる。 $C$ の値については、強震動生成域の要素断層のサイズとの関係が指摘されており、要素断層の1辺の長さの1.5倍を基本とし、要素断層のサイズが10kmであることから、 $C=15$  kmとすることとした。この値はあくまで暫定的なものであり、震源断層直上等の震度の大きさを適正に評価するには、今後再検討が必要である。

## 2) 波形合成

SV波、SH波それぞれに、サイト直下の地盤構造を用いた斜め入射による地盤増幅係数を乗じ、Radial及びTransverse成分からNS及びEW成分への座標回転を考慮した後、入倉ほか(1997)による補正関数を用いて波形合成を行った。

$$U(f) = \sum_m^{N_L} \sum_n^{N_W} e^{-i2\pi f t_{mn}} \left\{ \left( 1 + \frac{1}{n'(1-e^{-1})} \right) \sum_{k=1}^{(N_D-1)n'} e^{-\frac{k-1}{(N_D-1)n'}} e^{-i2\pi f \frac{(k-1)\tau}{(N_D-1)n'}} \right\} u_{mn}(f) \quad (2)$$

ここで、 $U(f)$ は波形合成後のサイトの加速度フーリエ・スペクトルであり、 $u_{mn}(f)$ は要素断層によるサイトの加速度フーリエ・スペクトルである。

$t_{mn}$ は破壊開始時刻からサイトにS波が到達するまでの時間であり、球殻モデルによる走時と破壊開始点から要素断層までの破壊伝播時間の和で表される。 $N_L, N_W, N_D$ はそれぞれ長さ方向、幅方向、すべり方向の分割数であり、 $\tau$ はライズタイム、 $n'$ は重ね合わせにより発生する人工的な周期特性を有効周波数より高い周波数側に移動させるために行う再分割数である。



ライズタイムについては、SMGA の幅/破壊伝播速度/2 を基本とした。 $f_{\max}$  は、中央防災会議(2006)と同じ 6Hz とした。

小断層のサイズ、またその配列など断層モデルの設定に起因する特異な周波数特性が生ずることを防ぐために、すべり角及び破壊伝播時間に揺らぎを与える。すべり角の揺らぎ幅は $\pm 30^\circ$  を基本とした。破壊伝播時間の揺らぎ幅は(小断層の幅/破壊伝播速度/2) を基本とした。

### 3) 地表における震度の計算

地表における震度は、工学基盤の地震波形から震度を計算し、8-2 節で示した震度増分を工学的基盤上の震度に適用して、地表における震度を求めた。ここで、震度増分が平均 S 波速度=700 m/として求められているのに対して、工学的基盤の平均速度に幅があることより、震度増分を適用する際には、予め工学的基盤の震度に工学的基盤の深さ 30m までの平均速度による補正を行った。具体的には、工学的基盤以深 30m の平均 S 波速度 (AVS30eb) を横田・他 (2005) の式に代入し、その値を工学的基盤の震度から引くことで、S 波速度=700m/s 相当の工学的基盤の震度に補正した。

## 9. 震度分布等の推計結果

地表における震度は、250m メッシュ毎に震度増分を適用して求めている。図 9-1 に示すように、250m メッシュ毎の震度を小縮尺の図で描くと数メッシュの高震度（震度 7）のメッシュが潰れて見づらくなっており、見逃されてしまうおそれがある。これより、小縮尺で図示する場合は 1km メッシュ内の最大を表示することとする。

図 9-2 及び図 9-3 に日本海溝モデルの震度分布、図 9-4 及び図 9-5 に千島海溝モデルの震度分布の結果を示す。なお、防災上活用する震度分布は -  $\sigma$  式の震度増分を用いた結果を用いることとする。

岩手県から北海道の太平洋側の広い範囲で強い揺れが推定されており、各地域における大きな震度の主なものを北海道から東北地方にかけて例示すると次のとおりである

- ・北海道厚岸町付近で震度 7
- ・北海道えりも町から東側の沿岸部では震度 6 強
- ・青森県太平洋沿岸や岩手県南部の一部で震度 6 強

周辺と比較し、局所的に比較的大きな震度（逆に小さな震度）となっている場合があるが、これらは地盤の影響等によるものと考えられる。なお、各市町村等の代表的な想定震度を見積もる場合にはある程度拡がりをもった分布を持つ震度を参照する必要がある。

## 10. 液状化指数

液状化指数 PL 値については、南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府、2012）<sup>2</sup>の手法より計算して、地盤の液状化可能性を評価し、沈下量を計算した。以下に液状化計算条件を示す。水域を除く液状化対象外の微地形では、液状化を起こす砂層や盛土を含まないことから、液状化計算の対象外としている。

- ・液状化対象震度 : 震度 5 弱以上のメッシュ
- ・液状化対象の微地形 : 低地の微地形
- ・液状化対象外の微地形 : 山地、山麓地、火山地、火山山麓地、火山性丘陵、岩石台地、ローム台地、砂礫質台地、礫・岩礁、河川、河道、湖沼
- ・液状化対象層 : 砂層、盛土

- ・地震特性による補正係数  $C_w$  : 1.0

南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府，2012）では、液状化可能性の評価については、「道路橋示方書・同解説（2002年3月発行）」による、砂質土層の液状化の判定手法を採用した。

すなわち、地震動計算結果から地表から20mまでの地中のせん断応力（ $L$ ）と液状化対象層の繰り返し三軸強度比（ $R$ ）を求め、液状化対象層ごとに液状化に対する抵抗率（ $FL=R/L$ ）を求め、さらに地層全体の液状化可能性指数（ $PL$ ）を評価した。

求められたメッシュごとの  $PL$  値より、以下の基準で液状化可能性を評価した。

$PL > 15$  : 液状化の可能性が大

$5 < PL \leq 15$  : 液状化の可能性が中

$0 < PL \leq 5$  : 液状化の可能性が小

$PL = 0$  : 液状化の可能性なし

液状化に伴う地盤の沈下量  $S$  については、建築基礎構造設計指針(2001)に示されている補正  $N$  値と繰り返しせん断ひずみの関係を用いて求めた。その際、繰り返し繰り返しせん断ひずみ  $\gamma_{cy}$  を体積ひずみ  $\varepsilon_v$  として読み替え、液状化層の体積ひずみに液状化層厚を乗じたものの総和を沈下量  $S$  とした。

計算した液状化可能性の分布を図 10-1、計算した沈下量の分布を図 10-2 に示す。

## 11. 留意事項（直下地震の強震動）

本検討会では、海溝型のプレート境界地震の最大クラスの強震断層モデルと震度分布を検討した。この強震断層モデルは、東北地方太平洋地震と同様、最大クラスの津波を発生させる海溝型地震が発生した際に生成される強震動を推計するためのもので、太平洋沖の沿岸における最大の震度を推計するためのものではないことに留意する必要がある。

実際、震度7に相当する強い地震動を発生させる地震には、海溝型地震以外にも、陸域の地殻内で発生する地震、沈み込むプレート内で発生する地震があ

る。それぞれの地点における最大の揺れとなる地震は、必ずしも海溝型のプレート境界地震ではなく、直下で発生した陸域の地殻内の地震、沈み込むプレート内で発生する地震による揺れの方が大きくなることに注意する必要がある。

特に今回検討した海溝型のプレート境界地震の強震断層モデルの SMGA は、陸域から離れていることもあり、直下で発生した陸域の地殻内の地震、沈み込むプレート内の地震による揺れの方が大きくなることに留意する必要がある。

首都直下地震専門調査会では、地殻内で発生する地震の最大の地震規模は Mw6.8 として、どこでも発生する地震による全国の震度分布を示している（図 11-1）。参考として、各地方公共団体での、想定される内陸部の地震についての調査例を示す（図 11-2～図 11-4）

## おわりに

### 今後の課題

岩手沖から北側の日本海溝沿いの地域及び襟裳岬よりも東側の千島海溝沿いの領域では、最大クラスの地震・津波の発生が切迫している可能性が高く、これに対する防災対策を検討することが適切であり、今回、これらの領域における最大クラスの地震・津波の断層モデルを検討した。一方、福島県以南の沿岸においては、津波堆積物等による調査が進められているところであり、この領域における最大クラスの地震・津波についての検討は、これらの調査の進展を待つこととする。今後、福島県以南の領域を含め、日本海溝・千島海溝沿いの津波堆積物等の調査を更に進めていくことが必要である。加えて、日本海溝・千島海溝沿いの地殻活動の全貌が把握するため、今後も地震活動の観測成果を蓄積するとともに、海底ケーブルを用いた地殻変動観測技術の開発等の調査研究を引き続き進めていく必要がある。

また、今回の検討では長周期地震動についての検討を行っていないが、今回検討した津波断層モデルが動いた際の地震動、すなわちプレート境界の地震については、強震動のみならず、長周期地震動の発生が懸念される。2003年十勝沖地震においては、堆積層の厚い苫小牧地域において、長周期地震動による典型的な被害と言えるタンク火災が発生している。今回用いた震度の推計方法では、波形計算を行っているが、この手法では長周期地震動については一般的に過小評価となる。南海トラフ沿いの巨大地震モデル検討会で検討したように、三次元差分法、もしくは三次元有限要素法による長周期地震動の計算が必要だが、地盤モデルの構築や計算量の点で困難であり、今後の課題である。

## 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、使用した地形や堤防データは、道県からの提供データを用いているが、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、一般的な防災対策を検討するための最大クラスの地震・津波を想定したものである。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。
- ・「最大クラスの津波発生時の強震断層モデルによる震度分布」は、最大クラスの津波断層モデルがずれ動いた際に、地震動による堤防への影響を評価するためのもので、それぞれの地域における最大の震度を想定したものではない。それぞれの地域では、今回検討したモデルよりも、直下で発生する陸域の地殻内の地震、あるいは沈み込むプレート内で発生する地震の方が大きくなる場合があることに留意する必要がある。
- ・本モデル検討会で想定した最大クラスの津波は、「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」報告に示されている二つのレベルの津波のうち、「発生頻度は極めて低いものの、甚大な被害をもたらす最大クラスの津波」に相当するものである。一般的に、最大クラスの津波の発生頻度は極めて低いものである。巨大な津波が切迫した状況にあるとは言え、次に発生する津波が必ずしも最大クラスの津波であるとは限らない。
- ・上記の報告では、最大クラスの津波に対しては、「住民等の生命を守ること最

優先とし、住民の避難を軸に、総合的な津波対策により対応する必要がある」としている。最大クラスの津波の検討結果の活用にあたっては、このことに留意する必要がある。

## (参考1) 本検討会における用語の取り扱いについて

本報告は、国や地方公共団体の防災担当者に加えて、防災に関係す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のと併せて、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、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。本検討会における用語の取り扱いを以下に記す。

### (1) 強震動生成域及びすべり域

#### 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、断層面のなかで特に強い地震波（強震動）を発生させる領域を言う。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言う。

#### ②大すべり域、超大すべり域

大すべり域は、津波を評価するための断層モデルに使用する用語で、断層面のなかで大きく滑る領域を言う。その中でも特に大きく滑る領域を、超大すべり域と言う。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言う。

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。また、津波を評価するための断層モデルにより海域に形成された地殻変動により津波が発生することから、海域の地殻変動の領域が津波波源域と呼ばれている。

これらの用語について、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言う。

#### 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言う。

### 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言う。

### ④震源域（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、津波断層域と言う。

## (参考2) 参考文献

- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 (1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会予稿集 Vol.2, B25.
- 岩渕洋子・杉野英治・今村文彦・都司嘉宣・松岡祐也・今井健太郎・首藤伸夫 (2012) : 信頼度を考慮した津波痕跡データベースの構築, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, I\_1326-I\_1330.
- 岡村 眞 (2012) : この人の仕事の流儀 vol.19 地層に刻まれた地球のメッセージを読み解く 将来を知りたいければ、過去に学べ (特集 災害リスクをマネジメントする: 巨大災害の防災・減災を考える), SCOPE NET, 63, 19-22.
- 岡村 眞・松岡裕美 (2012) : 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, 科学, Vol.82, No.2, 182-191.
- 岡村行信・藤原 治・澤井祐紀・藤野滋弘・行谷佑一 (2010) : 3.4 地質調査・津波シミュレーションに基づく地震発生履歴に関する研究, 宮城県沖地震における重点的な調査観測 平成 21 年度成果報告書, 87-106.
- 気象庁 HP : 日本列島とその周辺で発生する地震のタイプ.  
[[https://www.data.jma.go.jp/nagoya/shosai/info/mini-jishin/jishin\\_type.html](https://www.data.jma.go.jp/nagoya/shosai/info/mini-jishin/jishin_type.html)]
- 国土交通省水管理・国土保全局海岸室、国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室 (2019) : 津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.10 2019 年 4 月, 75pp.
- 佐竹健治 (2017) : 17 世紀に千島・日本海溝で発生した巨大地震, 地震研究所彙報, Vol.92, 31-47.
- 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.
- 澤井祐紀 (2015) : 産総研による千島・日本海溝沿いの古津波痕跡調査—主に 2004 年以降に実施の調査について—, 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会 (第 4 回) 資料, 平成 27 年 11 月 30 日.
- 宍倉正展・藤原 治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎 (2012) : 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, 12, 45-61.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009) : 全国地震動予測地図—地図を見て私の街の揺れを知る—技術報告書 (2009) 2009 年 12 月, <https://>

- [www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/shm\\_report/shm\\_report\\_2009/](http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2009/).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2012) : 「長周期地震動予測地図」2012 年試作版－南海地震 (昭和型) の検討－, 付録 2. 全国 1 次地下構造モデル (暫定版), 51-57, [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/12\\_choshuki/choshuki2012\\_a2.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/choshuki2012_a2.pdf).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第三版), 平成 29 年 12 月 19 日, 130pp., [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/chishima3.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima3.pdf).
- 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, 144pp., [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/japan\\_trench.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/japan_trench.pdf).
- 瀬野徹三 (2003) : 日本付近のプレートとその運動, SEISMO, No.2, 9-11.
- 中央防災会議 (2003) : 「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(第 16 回) 参考資料 2 強震動と津波の高さの検討に関する資料集, 平成 15 年 12 月 16 日, 3 地盤構造に関する資料, 42-89, [http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai\\_nankajishin/16/pdf/sankousiryoku2\\_3.pdf](http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankajishin/16/pdf/sankousiryoku2_3.pdf).
- 中央防災会議 (2005) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会 (第 10 回), 強震動及び津波高さの推計について, 平成 17 年 6 月 22 日, 23pp., [http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko\\_chisimajishin/10/index.html](http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko_chisimajishin/10/index.html)
- 中央防災会議 (2006) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震防災対策推進基本計画, 平成 18 年 3 月, 46pp., [http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko\\_chishima/pdf/kihonkeikaku.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/pdf/kihonkeikaku.pdf).
- 中央防災会議 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会 (2011) : 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告, 平成 23 年 9 月 28 日, 44pp., <http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/pdf/houkoku.pdf>.
- 中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会 (2006) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告, 資料図表集, 平成 18 年 1 月 25 日, 7. プレート形状, 94-97, [http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko\\_chisimajishin/pdf/sankou4-1.pdf](http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko_chisimajishin/pdf/sankou4-1.pdf).
- 東北大学災害科学国際研究所災害リスク研究部門津波工学研究分野低頻度リスク評価研究分野、原子力規制庁長官官房技術基盤グループ地震・津波研究部門 : 津波痕跡データベース, <https://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami>

/mainframe.php.

- 東北電力株式会社 (2017) : 東通原子力発電所 基準津波の策定のうち「十勝沖・根諸沖から三陸沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価について (コメント回答), 平成 29 年 5 月 10 日, 167 pp.
- 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告), 平成 24 年 8 月 29 日, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough\\_info.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html).
- 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 図表集, 平成 25 年 12 月, 138pp., [http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/pdf/dansoumodel\\_02.pdf](http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/pdf/dansoumodel_02.pdf).
- 内閣府 南海トラフの巨大地震モデル検討会・首都直下地震モデル検討会 (2015) : 南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告, 平成 27 年 12 月, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough\\_report.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_report.html).
- 仁科健二・川上源太郎・田近 淳 (2013) : 2011 年東北地方太平洋沖地震津波によって形成された三陸海岸の礫質津波堆積物, 北海道地質研究所報告, 85, 27-44.
- 西村裕一・中村有吾 (2011) : 3.2 津波堆積物調査, 根室沖等の地震に関する調査研究 (平成 22 年度) 成果報告書 平成 23 年 5 月, 文部科学省研究開発局, 国立大学法人北海道大学大学院理学研究院, 49-88.
- 日本建築学会 (2001) : 建築基礎構造設計指針, 日本建築学会, 485 pp.
- 日本道路協会 (2002) : 道路橋示方書・同解説.
- 羽鳥徳太郎 (2012) : 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の規模, 津波工学研究報告, 29 号, 1-6.
- 平川一臣 (2012) : 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味: 仮説的検討, 科学, Vol.82, No.2, 172-181.
- 平川一臣・中村有吾・原口 強 (2000) : 北海道十勝沿岸地域における巨大津波と再来間隔一テフラと地形による検討・評価一, 月刊地球, 号外, No.28, 154-161.
- 弘瀬冬樹 (2013) : プレート形状の数値データ.  
[<https://www.mri-jma.go.jp/Dep/sei/fhirose/plate/PlateData.html>]
- 藤本一雄・翠川三郎 (2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, Vol.3, No.3, 13-27.

- 松岡昌志・若松加寿江・藤本一雄・翠川三郎 (2005) : 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, 239-251.
- 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, No.86.
- 吉本充宏・古川竜太・七山 太・西村裕一・仁科健二・内田康人・宝田晋治・高橋 良・木下博久 (2003) : 海域に流入した北海道駒ヶ岳火山 1640 年岩屑なだれ堆積物の分布と体積推定, 地質学雑誌, 109, 10, 595-606.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2011) : 世界測地系に準拠した地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築, 日本地震工学会大会-2011 梗概集, 84-85.
- Boore, D.M.(1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.
- Brune, J. (1970) : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.75, Issue26, 4997-5009, doi:10.1029/JB075i026p04997.
- DeMets, C., R.G. Gordon, and D.F. Argus (2010) : Geologically current plate motions, Geophys. J. Int., Vol.181, Issue1, 1-80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Geller, R.J.(1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- Hayes, G.P., D.J. Wald, and R.L. Johnson (2012) : Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, J. Geophys. Res., 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.
- Hayes, G.P., G.L. Moore, D.E. Portner, M. Hearne, H. Flamme, M. Furtney and G.M. Smoczyk (2018) : Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, Science 362(6410):58-61, doi:10.1126/science.aat4723.
- 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, 332, 1426-1429, doi:10.1126/science.1207020.
- Iwasaki, T., Sato, H., Shinohara, M., Ishiyama, T. & Hashima, A. (2015) : Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan, 2015 Fall Meeting, American Geophysical Union, San Francisco, Dec. 14-18, T31B-2878.
- Kajiura, K.(1963) : The leading wave of a tsunami, Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 535-571.
- Kamae, K. and K. Irikura (1992) : Prediction of site-specific strong ground motion using semi-empirical methods, Proc. 10th World Conf. Earthq. Eng. Vol.1, 801-806.

- Minoura, K., S. Hirano and T. Yamada (2013) : Identification and possible recurrence of an oversized tsunami on the Pacific coast of northern Japan, *Nat. Hazards*, 68, 631-643, DOI 10.1007/s11069-013-0640-z.
- Murotani, S., K. Satake, and Y. Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 5057-5074, doi:10.1002/grl.50808.
- Namegaya, Y. and K. Satake (2014) : Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity, *Geophys. Res. Lett.*, Volume 41, Issue 7, 2297-2303, doi:10.1002/2013GL058678.
- Nishimura, Y. and K. Satake (1993) : Numerical computations of tsunamis from the past and future eruptions of Komagatake, Hokkaido, Japan, *Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium*, 573-583.
- Satake, K., Y. Fujii, T. Harada, and Y. Namegaya (2013) : Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 103(2B), 1473-1492, doi:10.1785/0120120122.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996) : Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.23, No.8, 861-864, doi:10.1029/96GL00736.

(参考3) 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会 委員名簿

全13名【五十音順、敬称略】

(座長)  
第1～7回

阿部 勝征 東京大学名誉教授

今村 文彦 東北大学災害科学国際研究所所長・教授

入倉 孝次郎 愛知工業大学客員教授

岡村 行信 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 首席研究員

(座長)  
第8～15回

佐竹 健治 東京大学地震研究所附属地震火山情報センター教授

谷岡 勇市郎 北海道大学大学院理学研究院附属  
地震火山研究観測センター教授

橋本 学 京都大学防災研究所附属地震予知研究センター教授

平川 一臣 北海道大学名誉教授

(座長代理)

平田 直 国立研究開発法人防災科学技術研究所参与  
首都圏レジリエンス 研究推進センター長

古村 孝志 東京大学地震研究所災害科学系研究部門教授

松澤 暢 東北大学大学院理学研究科附属  
地震・噴火予知研究観測センター教授

翠川 三郎 東京工業大学環境・社会理工学院  
建築学系都市・環境学コース教授

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准教授

## 審議の経過

日付	回数	主な検討事項
平成27年 2月17日(火)	第1回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討の方向性について</li> <li>・その他</li> </ul>
3月30日(月)	第2回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・【話題提供】津波堆積物関係(平川委員、産総研澤井氏)</li> <li>・地震調査委員会の検討状況について(文科省)</li> <li>・事務局の検討状況について(事務局)</li> <li>・その他</li> </ul>
6月11日(木)	第3回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・話題提供(佐竹委員、JAMSTEC 三浦氏)</li> <li>・事務局の検討状況について(事務局)</li> <li>・その他</li> </ul>
11月30日(月)	第4回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・話題提供(平川委員、産総研 澤井氏)</li> <li>・事務局の検討状況について(事務局)</li> <li>・その他</li> </ul>
平成28年 3月1日(火)	第5回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・太平洋プレートの形状について</li> <li>・津波堆積物について</li> <li>・地殻変動および津波当時の海岸線について</li> <li>・防災対策で検討する最大クラスの地震について</li> <li>・その他</li> </ul>
6月13日(月)	第6回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・話題提供(産業技術総合研究所 七山氏)</li> <li>・日本海溝・千島海溝から沈み込む太平洋プレートの形状</li> <li>・海水準変動・地殻変動の取り扱い</li> <li>・日本海溝・千島海溝の津波の想定</li> <li>・その他</li> </ul>
9月13日(月)	第7回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・【話題提供】「地震本部による千島海溝・日本海溝沿いの地震活動についての長期評価方針(案)」(文部科学省 中村地震調査管理官)</li> <li>・日本海溝・千島海溝から沈み込む太平洋プレートの形状</li> <li>・検討対象とする最大クラス及びそれ以外の地震・津波</li> <li>・日本海溝・千島海溝沿いの最大クラスの津波の想定</li> <li>・その他</li> </ul>
平成29年 2月6日(月)	第8回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・津波の計算に用いるデータ</li> <li>・検討対象とする地震</li> <li>・千島海溝沿いの最大クラスの津波の想定</li> </ul>
平成29年 6月16日(金)	第9回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・津波計算に用いる潮位データ</li> <li>・津波堆積物標高と津波高の関係</li> <li>・インバージョン解析による津波断層モデルの検討</li> <li>・検討対象とする地震</li> <li>・最大クラスの地震動(震度)の想定</li> </ul>
8月14日(月)	第10回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・検討対象とする地震</li> <li>・最大クラスの津波の想定</li> <li>・最大クラスの地震動の想定</li> </ul>
平成30年 2月16日(金)	第11回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・最大クラスの津波の想定</li> <li>・最大クラスの地震動の想定</li> </ul>
8月17日(金)	第12回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・津波堆積物に関する検討</li> <li>・最大クラスの津波の想定</li> </ul>
平成31年 2月26日(火)	第13回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・津波堆積物に関する検討</li> <li>・最大クラスの津波の想定</li> </ul>
令和元年 9月25日(水)	第14回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・最大クラスの津波の想定</li> <li>・最大クラスの地震動の想定</li> </ul>
令和4年 2月4日(金)	第15回	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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(案)</li> </ul>
3月22日(火)	———	「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」公表



