

日本海における大規模地震に関する調査検討会

報告書

(案)

平成26年8月

日本海における大規模地震に関する調査検討会

目次

1.	はじめに	1
1-1	経緯	1
1-2	検討の進め方	3
1-3	海底断層 WG の設置について	3
2.	日本海における地震・津波について	4
2-1	最近の地震活動とプレート運動	4
2-2	1700 年以降の被害を伴った地震・津波の発生履歴	5
2-3	津波堆積物調査	6
	(1) 津波堆積物による津波高	6
	(2) 津波の発生履歴	7
3.	海底断層の設定	8
3.1	検討に使用したデータ	8
3.2	検討の手順等	8
3.3	断層の位置、長さ、走向の設定	9
3.4	傾斜角の設定	9
3.5	断層下端の深さ	10
3.6	すべり角	11
3.7	陸側の延長を考慮した断層	11
4.	過去地震の津波痕跡等との比較	13
4.1	1964 年新潟地震	13
	(1) 津波痕跡高との比較	13
	(2) 海底断層との対応	13
4.2	1983 年日本海中部地震	13
	(1) 津波痕跡高との比較	13
	(2) 海底断層と関係	14
4.3	1993 年北海道南西沖地震	14
	(1) 津波痕跡高との比較	14
	(2) 海底断層との対応	15
5.	津波断層モデルの断層パラメータ	16

5. 1	すべり量	16
(1)	断層面積と地震規模（地震モーメント）との関係	16
(2)	断層すべり量と地震規模（地震モーメント）との関係	16
(3)	すべり量の分散の考慮	18
5. 2	断層上端の深さ・断層幅	18
5. 3	すべり角の設定について	19
5. 4	大すべり域	20
(1)	大すべり域の設定	20
(2)	大すべり域の位置の設定	20
5. 5	北海道南西沖地震に相当する断層	20
5. 6	本検討会で設定した津波断層モデル	21
5. 7	本検討会での検討と地震調査委員会（2003a）での検討における 考え方（比較）	22
5. 8	今回想定した地震の発生の切迫性について	24
6.	津波断層モデルによる 50mメッシュでの津波計算	25
6. 1	計算方法・条件	25
6. 2	津波の検討ケース	26
6. 3	計算結果	26
(1)	過去の地震による津波高との比較	26
(2)	全断層の最大となる津波高（帯図（平地・全体））	27
(3)	各断層・各市町村における平均津波高	27
(4)	関係道府県へ影響の大きな津波断層モデル	28
6. 4	日本海で発生する津波の特徴	28
(1)	津波の高さと到達時間	28
(2)	津波の伝わり方	28
7	おわりに	30
(参考)	本検討会における用語の取扱について	36
(1)	海底断層等に関する用語	37
(2)	反射法地震探査に関する用語	37
(3)	アスペリティに替わる用語	37

（４）「断層モデル」等の呼称	38
（５）マグニチュード	39
（６）津波に関する用語	41
日本海における大規模地震に関する調査検討会委員名簿	42
日本海における大規模地震に関する調査検討会開催履歴	43

1. はじめに

1-1 経緯

平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震は、我が国の観測史上最大のマグニチュード 9.0 という巨大な地震であり、これに伴い発生した大規模な津波により、広域にわたって被害が発生するなど、東日本大震災は未曾有の災害となった。多くの国民が、「災害には上限がない」こと、「津波災害に対する備えが必要である」ことを改めて認識し、国においても、最大規模の災害が発生した場合にも避難等により「なんとしても人命を守る」という考え方で防災対策を検討することの重要性が改めて認識された。このため、中央防災会議に設置された「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）を踏まえ、南海トラフの巨大地震を対象として、科学的知見に基づき想定すべき最大クラスの地震・津波について検討が行われた。

また、平成 23 年 6 月には津波対策に関する基本法ともいえるべき津波対策の推進に関する法律（平成 23 年法律第 77 号）が成立し、さらに、平成 23 年 12 月に、ハード・ソフトの施策を柔軟に組み合わせて総動員させる「多重防御」の発想により、国、都道府県及び市町村の連携・協力の下、総合的な地域づくりの中で津波防災を効率的かつ効果的に推進することを目的として、津波防災地域づくりに関する法律（平成 23 年法律第 123 号。以下「津波防災地域づくり法」という。）が成立した。

日本海においても、近年の地震を見ると、1940 年積丹半島沖地震（Mw7.6）、1964 年新潟地震（Mw7.6）、1983 年日本海中部地震（Mw7.7）、1993 年北海道南西沖地震（Mw7.7）と、日本海東縁部では 10～20 年間隔で津波による大きな被害を伴う地震が発生している。

1983 年日本海中部地震では、早いところでは 7 分程度で津波が到達し、津波の高さは高いところで 10m 以上、死者 104 名（秋田県で 83 名など）（内閣府, 2014）の被害が発生した。1993 年北海道南西沖地震では、日本海中部地震の経験を踏まえ、地震直後に避難を開始し、助かった人も少なくないが、奥尻島へは僅か 3 分程度たらずで津波が到達し、津波の高さは高いところで 15m 以上、死者・行方不明者 230 名（自治庁消防庁, 1994）（奥尻島で 202 名（北海道, 1995）など）の被害が生じた。日本海における地震では、

津波が到達するまでの時間が短く、局所的に甚大な被害が発生しており、日本海沿岸の道府県では、このような地域的な特徴を踏まえ、津波に対し十分な備えを進めることが喫緊の課題となっている。

最大規模の津波の発生要因となる地震は、太平洋側では南海トラフや相模トラフ沿い、日本海溝や千島海溝沿いのマグニチュード8～9クラスの花溝型巨大地震である。一方、日本海側ではマグニチュード7～8クラスの活断層タイプの地震であり太平洋側に比べ小さい。日本海側の地震については、太平洋側の海溝型巨大地震に比べると、歴史記録や津波堆積物等の地質記録が少なく調査研究も遅れている。マグニチュード8クラスの花底断層の把握に必要な構造探査データについては、日本海側における既存の大量のデータが存在するが、これらを用いた花底断層の統一的な整理はこれまでなされていなかった。

津波防災地域づくり法に基づき、沿岸都道府県では、日本海における最大クラスの津波断層モデルに基づき津波浸水想定の設定を行うこととなるが、日本海における過去の津波被害事例を見ると、被害が局所的であることから、南海トラフ沿いや日本海溝・千島海溝沿いの海溝型地震のように広域的な防災対策の観点からの国による最大クラスの津波断層モデルの検討は行われてこなかった。このため、各関係道府県においてそれぞれ津波断層モデルの検討が行われているが、統一的な津波断層モデルがないため、各道府県内の津波高に主眼が置かれるあまり、県境付近などの同じ領域で大きく異なる津波断層モデルが想定されるなど、日本海沿岸地域全体としての整合性が図れていない状況であった。このため、国に対し、日本海側の津波対策を講じる上で、統一的・整合的な津波断層モデルを設定するよう要請があった。

国土交通省は、これを受け、平成25年1月に日本海における最大クラスの津波断層モデルの設定等を目的とした「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(座長：阿部勝征 東京大学名誉教授、 共同事務局：内閣府、文部科学省)を設置し、8回の検討会を開催し、本報告書を取りまとめた。

1-2 検討の進め方

日本海側で発生する地震は、太平洋側で発生する海溝型地震のように、同一場所で繰り返し発生が確認されるような地震ではないことから発生メカニズムのモデル化が極めて難しく、また発生する地震の規模も太平洋側に比べると小さいことから、過去の地震に関する資料及び地震の発生メカニズム等に関する科学的知見等の蓄積は、太平洋側で発生する海溝型地震に比べ十分ではない。

一方、日本海では海域の地質情報整備のための構造探査が日本海の浅部海域で比較的網羅的に実施されており、石油等の資源探査のためのやや深部の構造探査データも広域的に存在する。さらに最近では深部構造探査も進められている。

本検討では、これらの状況を踏まえ、これまでに得られている資料をもとに、次の通り検討を進めることとした。

- ① 既存のデータや知見を収集・整理するとともに、これまでに得られている大量の構造探査資料を活用し、日本海側で想定される津波発生の要因となる大規模地震の津波断層モデルを検討。
- ② 設定した津波断層モデルによる津波の全体像を評価するため、津波の概要が把握できる50mメッシュで津波を計算。
- ③ この結果をもとに各道府県で津波が高くなる津波断層モデルを選定。

1-3 海底断層WGの設置について

津波発生の要因となる海底断層の検討にあたっては、大量の構造探査データを整理・分析する活断層等の解析に係る専門的知見が必要となることから「海底断層ワーキング・グループ」（主査：岡村行信 独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門首席研究員、以下海底断層WGという）を検討会の下に設置し、日本海海底断層について計6回開催し検討を行った。

2. 日本海における地震・津波について

日本海で発生した地震・津波に関する地震・津波観測記録、歴史記録に基づく地震発生履歴、震度分布、津波高、津波の波源域及び震源断層モデル等に関する資料を収集・整理した。また、津波堆積物についても、最新の資料を含め、これまでに実施された日本海側の調査結果を収集し、日本海で発生した過去の津波の履歴等について整理した。

2-1 最近の地震活動とプレート運動

最近（1997年以降）の震央分布を図1に示す。この図から、日本海で発生する地震は、日本海東縁部で多く日本海南縁部で少ないことが分かる。活動が高い日本海東縁部の中でも、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震及び、2007年の能登半島沖地震や新潟県中越沖地震の余震域で地震活動が高くなっている。

日本海東縁部の北海道西方沖から新潟県沖には、多くの断層・褶曲が分布し「日本海東縁部のひずみ集中帯」と呼ばれている領域があり、西に位置するユーラシアプレート（もしくはアムールプレート）と東に位置する北米プレート（もしくはオホーツクプレート）の幅の広いプレート境界と考えられている（図2、図3参照）。

太平洋側で発生する海溝型の地震は、海溝やトラフから海洋プレートが沈み込むことにより明瞭なプレート境界が形成され、その境界で発生する地震によりひずみを解消すると考えられている。これに対し、日本海東縁部では、プレート境界に沿って南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯が発達しており、圧縮力によるひずみは幅をもった領域全体で解消されることにより地震が発生するものと考えられている（地震調査委員会（2003a））。即ち、日本海東縁部で発生する地震は、内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムをもつと考えられている。

日本海南縁部では、2000年鳥取県西部地震、2005年福岡県西方沖の地震など日本海の沿岸近くの内陸部で被害を伴う地震が発生しているが、東縁部に比べると地震活動は低調で、大きな被害を伴う津波の歴史資料は、現時点では確認されていない。しかしながら、津波堆積物調査を含め、過去の地震及び津波の履歴等に関する調査は重要である。

2-2 1700年以降の被害を伴った地震・津波の発生履歴

日本海（沿岸部を含む）で発生した過去地震について、収集した地震観測記録や歴史記録に基づき、発生履歴・発生場所等について整理した（図4～6、表1）。なお、歴史地震については主に宇佐美・他（2013）を利用した。

津波を伴った地震として最も古いものは850年に遡ることができる。M6以上の地震の発生履歴をみると、1700年以前と以後で発生頻度が大きく異なっており、1750年以前については地震が見落とされている可能性が考えられる。このため、比較的データが整理されていると考えられる1700年以降のデータで発生履歴を見ると、約300年間で、M6以上の地震は60回発生し、このうち津波を発生させた地震は22回、被害が発生した津波を伴った地震は9回発生している。

これらの地震の震源は日本海沿岸の近海部に分布し、ひずみ集中帯のある日本海東縁部とそれよりも西側にあたる日本海南縁部に分けて見ると、東縁部では逆断層タイプの地震が発生し、南縁部では横ずれタイプの地震が発生している。また、東縁部で発生する地震は、南縁部に比べ、規模の大きな地震が比較的多く発生している。この特徴は最近の地震観測結果による地震の分布とも良く整合している。

日本海東縁部で発生したマグニチュード7.5以上の地震を見ると、近年では、1940年積丹半島沖地震（Mw7.6）、1964年新潟地震（Mw7.6）、1983年日本海中部地震（Mw7.7）、1993年北海道南西沖地震（Mw7.7）がある。この最近の活動から見ると、日本海東縁部の領域では、約10年から20年間隔で大きな津波を伴う地震が発生していると言える。

1700年以降の日本海で津波を伴った主な過去地震における津波の高さや、津波波源域（ただし、最近の地震については余震域）を図8から図17に示す。これら地震の震度分布は宇佐美（1994）または宇佐美（2003）から、津波の高さは羽鳥・片山（1977）等から、津波波源域については、羽鳥・片山（1977）及び樋渡・他（2002）によるものを引用した。

日本海東縁部で特に津波の規模が大きかった地震は、1833年庄内沖の地震、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震の3地震である。1983

年日本海中部地震では、東北地方の沿岸部では高いところで 10m 以上の津波が、1993 年の北海道南西沖地震では、北海道の沿岸部で最大約 10m、奥尻島では高いところで 15m 以上の津波が襲った。

なお、日本海における最大の津波として、1741 年に北海道渡島半島沖で発生した津波がある。松前町では 20m を超す津波があったと言われているが、これは渡島大島の火山活動に伴うもので、地すべりモデルで各地の津波を説明できるとされている（佐竹・加藤, 2002）。このことから、この津波は今回の検討の対象外とすることとした。

2-3. 津波堆積物調査

過去の津波の大きさや発生履歴等を明らかにする調査として、近年、津波堆積物調査が実施されている。日本海側では北海道大学及び北海道立総合研究機構、秋田県、新潟県、鳥取県等により実施されている。これらの調査結果を収集した。調査地点を図 18 に示す。

(1) 津波堆積物による津波高

今回整理した津波堆積物のうち北海道大学及び道立総合研究機構のデータから、当時の津波の水位の推定を以下の手順で行った。

①津波堆積物の基底標高

調査地点における露頭柱状図と地表面の標高から、堆積物の基底の現在の標高を計測した。

②地殻変動の補正

日本海東縁部は、最終間氷期最盛期（12.5 万年前）に形成された海成段丘が広く分布しており、全体として隆起が卓越している地域とされている。これらの段丘面の現在の標高から、12.5 万年前以降の各地点における平均隆起速度を推定することができる。このため、数百～数千年前の津波襲来時においては、地形面（津波堆積物の基底）は現在よりも低い標高にあったと考えられ、津波堆積物の基底標高については、津波襲来年代×平均隆起速度（図 19）から求めた隆起量を差し引いた値とした。

なお、奥尻島に関しては 1993 年北海道南西沖地震の際には沈降したことが知られているが、長期的には隆起しているとして、津波水位を推定することとした。

③ 津波高の推定

津波堆積物をもたらした津波の浸水深については、津波堆積物の厚さや礫（れき）の大きさとの関係が明確ではないことから、津波堆積物から推定した津波高と津波計算結果による津波高とを比較する際には、この点に留意が必要である。今回の検討では、津波堆積物から推定する津波高は、津波堆積物の基底標高（地殻変動補正後）に 2 m を加えた数値を比較の参考として与えることとした（図 20）。

日本海東縁部は、全体として隆起しており古い堆積物ほど形成後の隆起量が大きいはずである。このため、ある地点で年代の異なる複数の堆積物があった場合には、最新の津波堆積物が示す津波高がその地点の最高の津波高となるため、各調査地点で見ついている最新の津波堆積物の高さだけを評価に使用した。

上記の方法により推定した各調査地点における最高津波水位は表 2 のとおりである。なお、上ノ国ラスタッペの津波堆積物については、調査地点周辺で同様の堆積物が見られないことから今後更なる調査が必要とされており、今回は資料として記載するに留めた。

（２）津波の発生履歴

各調査地点の津波堆積物には、歴史地震である 1833 年庄内沖の地震、1983 年日本海中部地震、1993 年北海道南西沖地震によるものの他、それ以前の津波堆積物も見ついている。日本海側の津波堆積物調査はまだ十分に実施されていない状況であるが、これらの分布と発生年代を図 21 にまとめた。

現時点においては、津波堆積物により津波の発生履歴等を推定することは難しく、精度の高い堆積物の年代測定や調査範囲の拡大など今後の調査によるデータの蓄積が必要と考えられている。

3. 海底断層の設定

日本海において現時点で把握されている地震の発生履歴は、遡れる期間も短く地震の数も少ない。一方で、日本海で想定する地震は、活断層タイプの地震であり、その発生間隔は千年或いはそれ以上である可能性があることから、現時点の発生履歴に基づき想定すべき地震を検討することは不適當である。このため、今後発生の可能性のある地震を想定するため、日本海の海底断層について最新のデータや知見に基づく評価を海底断層WGにおいて行うこととした。(詳細は：海底断層WG報告参照)

3. 1 検討に使用したデータ

海底断層WGの検討では、以下の3機関が保有する既存の反射法地震探査のデータを利用した。

- ・独立行政法人 産業技術総合研究所 反射断面
- ・独立行政法人 海洋研究開発機構 反射断面
- ・独立行政法人 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 反射断面

産業技術総合研究所及び海洋研究開発機構の測線図を図22、図23に示す。これらのデータによる断層の認定においては、認定が困難な以下の一部地域が含まれている。

- ① 奥尻島の西側については、調査は実施されているが、北海道南西沖地震後に広域的な斜面崩壊が多数観察されており、この周辺は堆積物が保存されにくく断層や褶曲構造の推定ができない。
- ② 富山湾沿岸においては、地形及び地質条件によって、断層の認定が困難な地域がある。
- ③ 島根半島沖については、35年前以上に取得された反射断面データが中心で、断層の認定が困難である。
- ④ 沖合海域では、反射断面データの密度が低下する。

3. 2 検討の手順等

海底断層WGでは、海底断層の検討において、以下の手順で検討を進めた。

- ・測線数が最も多い産業技術総合研究所の反射断面データの解釈に基づい

て海底の断層トレースを設定。

- ・海洋研究開発機構等の反射断面でも断層の解釈を行い、上記の海底の断層トレースと比較して断層の有無や傾斜方向を確認し、必要に応じて追加・修正した。
- ・島根半島沖については、上記以外のデータとして中国電力による探査データに基づく現時点における活断層評価も参照することとした。
- ・各断層を地質構造と地震発生メカニズムに基づいて逆断層と横ずれ断層に区分し、逆断層については、西傾斜・東傾斜に分類した。
- ・最大規模の津波想定のための津波断層モデルを設定することを念頭に、同時に破壊すると考えられる概ね 40km 程度以上となる長さの断層帯をグルーピングした。
- ・グルーピングは、断層離隔距離だけでなく、断層面の傾斜方向や関連する地質構造も考慮して判断した。
- ・一連の断層帯と評価しても、複数のセグメントからなると判断した場合には、セグメントの境界線を引き、セグメントに分けることとした。

3. 3 断層の位置、長さ、走向の設定

海底断層WGにおいては、58断層を設定した。今回設定した断層トレース図を図24に示す。また、グルーピング結果を図25に示す。グルーピング結果を元に各断層の位置・長さ・走向を設定した。

なお、北海道南西沖に相当する地震の断層については、3.1で述べたとおり、反射断面データによる断層の設定が困難(図26)であるため、別途、既存の地震・津波観測結果に基づく断層モデルを参考に設定することとした(5.5参照)。

3. 4 傾斜角の設定

上記で用いた反射断面の解釈から直接決めることができたもの以外は、断層の種別と形成場のテクトニクスを考慮し、ほぼ垂直に近いものを 90° 、 45° 前後のものあるいは傾斜角が不明なものは 45° に区分した。それ以外で高角なものは 60° 、低角なものは 30° とした。

30° とした断層	F01 ^{*1} , F09, F16, F19, F24
45° とした断層	F02, F03, F04, F05, F06, F07, F08, F10, F11, F12, F13, F14 ^{*2} , F15 ^{*2} , F17, F18, F20, F21, F22, F23, F25, F26, F27, F28, F29, F30, F31, F32, F33, F34, F35, F36, F37, F38, F 39, F40, F41, F42, F43, F44, F45
60° とした断層	F14 ^{*2} , F15 ^{*2} , F46, F47, F48, F49, F50, F51, F52, F55, F56, F57
90° とした断層	F53, F54, F58, F59, F60

※1 : F01 は、6 km より深部を 60° とし、深さ 6 km までは 45° とした。

※2 : F14 及び F15 は北海道南西沖再現モデルを参考に南側のセグメントについては 60° とした。

東北日本海沖の活断層は、日本海形成時に活動した正断層が、逆断層として反転したものが多い。傾斜角は、形成時は正断層のため高角であったものが、日本海の拡大による地殻の伸展変形の進行に伴って、回転（傾斜）した結果、45° 前後の傾斜を示すものが多く見られる。これに対して、西南日本海沖の断層群は、正断層として形成されたものの、伸展による回転が少なく 60° 前後の角度を示すものが多く見られる。

3. 5 断層下端の深さ

佐藤・他（2004）では、日本海東縁の地殻構造調査による新たな知見や海底地形・地質学的な知見をもとに暫定的に日本海周辺の地殻構造を大陸地殻・背弧リフト・厚い海洋地殻・海洋地殻の4つの地域に区分している（図 27）。また、異なる岩石から構成される地殻の脆性・延性領域の深度が、温度構造・ひずみ速度・構成岩石などを仮定し求められている。このように現在も日本海における地震発生層に関する調査が進められているところであるが、今回の検討では、これらの調査結果を踏まえ、地震発生層の深さ（断層下端の深さ）を以下の通り設定することとした（図 28）。

・海洋地殻と大陸地殻境界に位置する 6 断層（F09, F10, F11, F17, F24, F25, ）は下端の深さ 18km とした。

・海洋地殻と厚い海洋性地殻の境界に位置する 2 断層（F16, F19）は、18 km

もしくは 25 km となるが、津波への影響についてそれぞれ評価を行った(図 29)。両者に違いはあるものの大きな差異が無いことから、断層パラメータとしては従来の断層下端の深さに近い 18 km とした。

・その他の断層はすべて 15 km と設定した。

3. 6 すべり角

すべり方向は、断層面上の最大せん断応力の方向と一致すると仮定して、すべり角を推定することを基本とした。

応力の方向は、セントロイドモーメントテンソル(CMT)解データに基づいて推定した日本島弧全域三次元構造応力場 (Terakawa and Matsu'ura(2010)) の結果を用いた (図 30)。ただし、本データの領域外の断層については、地震調査研究推進本部 (2003a) による日本海東縁部の震源断層面の平均的なずれの向きから求められる圧縮軸の水平方向 (N80W) を用いることとした (図 31)。

各断層におけるすべり角の分布を図 32 に示す。東北地方から北海道地方の沿岸にかけては、90° に近い断層すべり角となった。また、能登半島より、西側では断層すべり角が 0° 付近もしくは±180° 付近に集中している (図 32)。

3. 7 陸側の延長を考慮した断層

海底断層 WG では、海域の反射法地震探査による反射断面データにより海底断層の設定を行った。一方で、2005 年福岡県西方沖地震 (Mw6.6) のように陸域から海域へつながる断層によって地震動による被害が生じており、地震防災の観点では陸域の断層だけでなく海域へ接続する断層について考慮する必要がある。同様に津波防災の観点でも、海域から陸域へつながる場合、地震規模に応じ断層変位 (すべり量) も大きくなり津波も大きくなると考えられることから、陸域の断層への接続を考慮する必要がある。

このことから、本検討では陸側へ繋がる断層については、既存の地震調査研究推進本部の評価や電力会社による断層モデルを参照することとした。

断層番号	陸域の断層(参照した評価)
F53	熊川断層への接続。関西電力の断層モデル (2013) を参照。

F54	郷村断層へ接続（地震調査委員会（2004）を参照）。
F59	菊川断層へ接続（地震調査委員会（2003b）を参照）。
F60	西山断層へ接続（地震調査委員会（2013）を参照）。

（注）F52 の陸側延長については現時点で評価が分かれており今回は陸側への接続は行わなかった。

4. 過去地震の津波痕跡等との比較

日本海東縁部で発生した過去地震（1964年新潟地震、1983年日本海中部地震及び1993年北海道南西沖地震）の津波断層モデルについて収集した。収集した断層モデルは表3に示す。

これらモデルを用い、今回用いる海底及び陸域の地形の妥当性等を評価するため、50mメッシュでの津波計算を過去地震の津波痕跡高等との比較を行った。また、これら津波断層モデルと今回設定した海底断層との対応についても評価した。

4. 1 1964年新潟地震

1964年新潟地震に関する断層モデルのうち、Abe(1975)モデルによる津波計算結果と痕跡高との比較、海底断層との対応を行った。

(1) 津波痕跡高との比較

津波痕跡高との比較図を図33に示す。新潟県北部の最大5mから6mの痕跡高を含めて、全領域の観測データを再現できており、今回用いる津波計算の方法は概ね妥当なものと言える。

(2) 海底断層との対応

断層の位置及び走向、傾斜方向から海底断層WGで設定したF34の南側セグメントが新潟地震の震源断層に対応している。今回設定した海底断層は、過去に発生した地震の断層を概ね表現しているものであると思われる。

4. 2 1983年日本海中部地震

1983年日本海中部地震に関する津波断層モデルのうち、Aida(1984)モデルによる津波計算結果と痕跡高との比較及び海底断層との対応を検討した。

(1) 津波痕跡高との比較

津波痕跡高との比較図を図34に示す。全領域の観測データを概ね再現できている。しかし、最大の痕跡高となっている秋田県八峰町の痕跡高を再現できていない。

津波が水深の浅い海域を伝搬する際に、波形や水深等の条件によって

は、津波が短い複数の波に分裂し津波高が増幅すること(ソリトン分裂)がある。八峰町の津波痕跡についてはこのソリトン分裂により津波が高くなったことによるものであると推定されている(首藤, 1984)。

今回は 50mメッシュでの概略計算でありソリトン波を再現するモデルとなっていない。従って、今回の 50mメッシュでの津波計算は、全体的な津波の高さを概観するには概ね妥当なものであるが、ソリトン分裂等により高くなった津波は計算できていないことに留意する必要がある。

(2) 海底断層と関係

断層の位置及び走向、傾斜方向から海底断層WGで設定したF24が日本海中部地震の震源断層に対応している。今回設定した海底断層は、過去に発生した地震の断層を概ね表現しているものであると思われる。

4. 3 1993年北海道南西沖地震

1993年北海道南西沖地震に関する断層モデルのうち、高橋・他(1995)モデルによる津波計算結果と痕跡高との比較及び海底断層との対応を検討した。

(1) 津波痕跡高との比較

津波痕跡高との比較図を図35に示す。全領域の観測データを概ね再現できている。しかし、最大の痕跡高となっている奥尻島の痕跡高を僅かに再現できていない。この津波痕跡高の地点は岬付近の崖地であり、50mメッシュでの計算方法では再現困難な地形効果によるものと考えられる。より詳細なメッシュによる微地形を用いることでこのような局所的に高くなっている痕跡高については再現できる可能性がある。また、奥尻島の南側においては、ソリトン分裂により、より高い津波となったとの指摘がある(Sato, 1996)。

従って、今回行う 50mメッシュでの津波計算は、1983年日本海中部地震での比較検討と同じく、全体的な津波の高さ等を概観するには概ね妥当なものであるが、海底地形、海岸地形及び陸上地形等を50mメッシュで近似したものであり、地形等の影響及びソリトン分裂等により、局所的により高くなる津波は計算できていないことに留意する必要がある。

(2) 海底断層との対応

高橋・他(1995)モデルの北側のセグメントについては、海底断層WGで引いた断層トレースと一部対応する。一方で、南側のセグメントについては、地震時の奥尻島の津波高や沈降を説明するため奥尻島西方沖に西傾斜の逆断層のセグメントを南側に設定しているが、今回のデータからは対応する断層を確認することができなかった(図26)。この地域では、1993年北海道南西沖地震後の調査で、広域的な斜面崩壊が多数観測されており、地形及び地質条件によって、反射断面データによる断層の認定が困難な地域と考えられる。今後、深部の探査を含めたさらなる調査が必要である。

以上のことから、今回実施する50mメッシュでの津波計算は、各津波断層モデルによる津波の高さを全体的に概観するには妥当なものであると評価される。しかし、地形の影響やソリトン分裂等により局所的に高くなる津波等は評価できないことから、今回の津波の計算結果の利用にあたっては、このことに留意する必要がある。

また、今回設定した日本海における最大クラスの海底断層は、海底断層を評価するには資料が不足している奥尻島の西部等の一部の領域を除き、過去に発生した地震の断層とも対比する概ね妥当なものであると考えている。

5. 津波断層モデルの断層パラメータ

5.1 すべり量

断層パラメータのうち、津波への影響の大きいすべり量の設定のためには、地震規模と断層面積・断層長・すべり量の関係（スケーリング則）が必要となる。

(1) 断層面積と地震規模（地震モーメント）との関係

活断層などの内陸地震の断層面積 (S [km^2]) と地震モーメント (M_0 [$\text{N}\cdot\text{m}$]) の経験的關係式に関する既存の研究成果として、入倉・三宅 (2001) では、

$$M_0 = (S/2.23 \times 10^9)^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_w < 6.5) \quad (1-1 \text{ 式})$$

$$M_0 = (S/4.24 \times 10^5)^2 \times 10^{-7} \quad (6.5 \leq M_w) \quad (1-2 \text{ 式})$$

としている (M_w はモーメントマグニチュード)。

地震規模の大きい内陸長大断層にも対応する経験的關係式として、Irikura and Miyake (2011) の 3-stage model のスケーリング則に基づく、Murotani et al. (2010) や田島・他 (2013) の關係式がある。Murotani et al. (2010) では、 $M_w 7.4$ 以上で

$$M_0 = 1.0 \times S \times 10^{11} \quad (7.4 \leq M_w) \quad (1-3-1 \text{ 式})$$

とし、田島・他 (2013) では、 $M_w 7.5$ 以上で

$$M_0 = 0.877 \times S \times 10^{11} \quad (7.5 \leq M_w) \quad (1-3-2 \text{ 式})$$

としている。

(2) 断層すべり量と地震規模（地震モーメント）との関係

断層全体の平均すべり量 (D_μ [m]) と地震モーメント (M_0 [$\text{N}\cdot\text{m}$]) の關係は、断層の面積 (S [km^2]) と剛性率 (μ [N/m^2]) を用いて $M_0 = \mu \times D_\mu \times S$, ($\mu = 3.43 \times 10^{10}$ [Nm] とした) で表される。この關係と上記の経験的關係式より、平均すべり量 (D_μ [m]) と地震モーメント (M_0 [$\text{N}\cdot\text{m}$]) との關係は、

入倉・三宅 (2001) :

$$M_0 = \left(2.23 \times 3.43 \times 10^{10} \times D_\mu \right)^3 \times 10^{-13} \quad (M_w < 6.5) \quad (2-1 \text{ 式})$$

$$M_0 = (4.24 \times 3.43 \times 10^{10} \times D_\mu)^2 \times 10^{-3} \quad (6.5 \leq M_w) \quad (2-2 \text{ 式})$$

Murotani et al. (2010) :

$$D_{\mu} = 2.9 \quad (7.4 \leq M_w) \quad (2-3-1 \text{ 式})$$

田島・他 (2013) :

$$D_{\mu} = 2.6 \quad (7.5 \leq M_w) \quad (2-3-2 \text{ 式})$$

となり、特に、 $M_w 7.4$ 程度以上では、平均すべり量が 3 m 程度で飽和することを示している。両式と既往地震データとの比較をみると、「断層面積と M_w の関係」、「断層長さ と M_w の関係」及び「 M_w と断層すべり量 の関係」において、地震観測データを比較的良く説明できている (図 36)。

一方で、日本海東縁部で発生した 1964 年新潟地震、1983 年日本海中部地震及び 1993 年北海道南西沖地震の既存の解析結果による平均すべり量は 4.5m 程度となった。このため、本検討会では、内陸地震の関係式を同様に地震規模が大きくなると断層すべり量が飽和するとして、日本海東縁部で発生した既往地震の平均すべり量 4.5m で頭打ちとなる関係式を設定した (図 37)。

$$M_0 = \left(2.23 \times 3.43 \times 10^{10} \times D_{\mu} \right)^3 \times 10^{-13} \quad (M_w < 6.5) \quad (3-1 \text{ 式})$$

$$M_0 = (4.24 \times 3.43 \times 10^{10} \times D_{\mu})^2 \times 10^{-3} \quad (6.5 \leq M_w < 7.7) \quad (3-2 \text{ 式})$$

$$D_{\mu} = 4.5 \quad (7.7 \leq M_w) \quad (3-3 \text{ 式})$$

なお、上式から断層面積と地震規模の関係は以下となる (図 38)。

$$M_0 = (S/2.23 \times 10^9)^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_w < 6.5) \quad (4-1 \text{ 式})$$

$$M_0 = (S/4.24 \times 10^5)^2 \times 10^{-7} \quad (6.5 \leq M_w < 7.7) \quad (4-2 \text{ 式})$$

$$M_0 = 1.54 \times S \times 10^{11} \quad (7.7 \leq M_w) \quad (4-3 \text{ 式})$$

【参考】断層面積が求まらない場合の断層長から地震規模を推定する式

本検討会では、断層面積が求まらない場合に断層の長さから地震規模やすべり量を求める式の検討を行った。なお、今回の断層の設定では全て断層面積を求めることができたため、これらの推定式は使用していない。

① 以下の関係式で断層長さ L (m) から M_w を算出する

$$\log L = 0.6M_j - 2.9 \quad (\text{松田、1975})$$

$$M_w = M_j - 0.3 \quad (\text{内閣府、2013})$$

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$$

- ② 断層長 L と断層幅 W の関係式を以下の通り仮定し、面積 $S = LW$ 及び今回設定した関係式(4-1式)～(4-3式)からマグニチュード M_w 、さらに関係式(3-1式)～(3-3式)から断層すべり量を算出する。

$$W = 0.5L \quad (0.5L \sin \theta \leq D)$$

$$W = D / \sin \theta \quad (0.5L \sin \theta \geq D)$$

ここで θ は傾斜角、 D は地震発生層の深さ(本検討では15 kmもしくは18 km)

(3) すべり量の分散の考慮

既往研究による過去の地震の平均すべり量にはばらつきがみられる。防災上の観点からはより大きなすべり量のそのような断層モデルを想定対象とすることが重要である。このため、日本海側で解析結果のある最大規模の地震として1983年日本海中部地震及び1993北海道南西沖地震の既往断層モデルのすべり量のばらつきを考慮し、平均すべり量(D_μ)にばらつきの標準偏差($\sigma = 1.5\text{m}$)を加えたモデルも検討した(図39)。

$$D_\sigma = D_\mu + 1.5 \quad (4\text{式})$$

地震モーメントに応じてすべり量の分散を求めて、それぞれの分散を加味することも考えられるが、ここでは最大規模のマグニチュード($M_w 7.7$)に対応する標準偏差($\sigma = 1.5\text{m}$)を $M_w 7.7$ 以下の断層に対しても一律加算した(図40)。

日本海における最大クラスの津波断層モデルのすべり量の設定は、この方式によることとした(図39)。

5. 2 断層上端の深さ・断層幅

断層上端の深さは、各断層モデルの海底における位置での平均水深+1 kmとした(図41)。

また、断層上端と断層下端の深さ及び傾斜角から断層幅を算出する。ただし、断層のアスペクト比(断層長さ/断層幅)が2.0未満としないようにした。

【参考】今回の津波計算での地殻変動量計算における断層上端の取り扱い今回の津波の概略計算では、断層運動による海底の地殻変動量をOkada(1992)により求めることとした。Okada(1992)では半無限弾性体表面に

おける地殻変動量を、表面から断層上端までの距離、断層の長さ、幅、傾斜角、断層変位ベクトルから求めるが、断層上端までの距離については、各地点の海底面からの距離を用いた。このため、海底地形の起伏が大きい場合は、平均海底面+1 kmとする断層上端の深さより海底面が深くなる場所があり、そのような場合は、断層上端までの距離は 0km として地殻変動量を計算した。図 42 に断層上端深さが海底地形の水深よりも浅い場合を示す。

5. 3 すべり角の設定について

すべり角の設定については、3. 6 で説明したとおり、各断層面上の最大せん断応力方向から求めることとした。計算の結果、WGにおいて逆断層タイプとされた断層では、ほとんどが 60° 以上の高角となっている。また、西日本の横ずれとされた断層のすべり角は、 5° から 30° で、 10° 以下のものが多い。

津波への影響の観点から見ると、逆断層については高角となっており概ね妥当な値と思われるが、横ずれ断層については、津波を起こしにくい低角なものが多いことから、今回の検討では、横ずれ断層に対して上下方向の断層変位を与える方法について検討することとした。このための参考となるデータはほとんど無く、今回の検討では、西日本の日本海側の横ずれ断層の地震である 1943 年鳥取地震での地表地震断層の露頭における垂直・水平変位量から求めたすべり角（図 43、表 4）を参考にして、横ずれ断層において上下方向の変位を考慮する場合には、すべり角の値を 35° に設定することとした。

適用した断層はすべり角が $\pm 35^\circ$ 以内のセグメントを持つ横ずれ断層（F44, F48, F49, F51, F52, F54, F55, F57, F58, F59, F60, F56）の 12 断層である。

最大せん断応力方向からすべり角を求めた場合とすべり角を 35° とした場合の津波高の比較を図 44 に示す。津波高が大きく変わったものとして、F54 では、高いところで 1 ~ 2 m だったものが 3 ~ 5 m 程度へ、F55 では、高いところで 3 ~ 4 m 程度であったものが 5 ~ 7 m 程度になる。

5. 4 大すべり域

(1) 大すべり域の設定

津波断層モデルには、実際の地震のすべりの不均質性を考慮して、大すべり域を設定した。大すべり域の設定方法は以下のとおりとした（中央防災会議，2007）（図 45）。

- ・大すべり域のすべり量は平均すべり量の 2 倍とする。
- ・大すべり域の面積は断層全体の 20% 程度とする。
- ・大すべり域の深さ方向の幅は断層幅の 50% 程度とする。

(2) 大すべり域の位置の設定

また、大すべり域の位置や形状は以下の通り設定する。

- ・大すべり域は小断層からなる矩形（くけい）とする
- ・大すべり域は、各セグメントの浅部側に一つ配置する。
- ・各セグメントの大すべり域のすべり量はセグメントの大きさによらず、総地震モーメントから求まる平均すべり量の 2 倍とする。
- ・背景領域（大すべり域ではない領域）のすべり量は、総地震モーメントが平均すべり量モデルと同じとなるように設定する。
- ・大すべり域の位置により津波が高くなる場所が異なるため、走向方向に位置を変えた場合を検討する。位置の変え方は以下のケースを考える（図 46）。

基本ケース：走向方向に位置を変えて右側、中央、左側の 3 ケースを設定する

隣接ケース：複数のセグメントがある場合は、大すべり域が隣接したケースも考慮する。隣接ケース数はセグメントの数で異なり、セグメントが二つの場合：1 ケース、三つの場合：2 ケース、四つの場合：4 ケースとなる。

5. 5 北海道南西沖地震に相当する断層

3. 1 で述べた通り、奥尻島の西方海域は反射法地震探査の断面データによる断層の設定が難しい地域である。しかし、この地域における最大クラスの津波想定として北海道南西沖地震に相当する津波断層モデルが必要と考えられることから、1993 年北海道南西沖地震の地震津波観測データに

基づく既存研究による震源断層モデル参考に、奥尻島付近の津波高を再現する津波断層モデルを設定することとした。

既存研究によるモデル（(Tanioka et al., 1995)、(高橋・他, 1995) など）では、奥尻島における津波の高さと地殻変動を説明するモデルとして、奥尻島西方沖に東傾斜の逆断層のセグメントを南側領域に設定している。しかし、反射断面データではこの断層を確認することができなかった。このため、今回の検討では、南側のセグメントについては、既存研究の断層モデルの中で、奥尻島の津波高の再現性の高い高橋・他（1995）モデルの南側二つのセグメントを参考に走向とすべり角を設定した。また、北側のセグメントは今回の断層トレースに沿ったセグメントを設定し、更に北端については F13 と F12 の南端との連動を考慮して、二通りの断層を設定した（図 47）。これらによる津波計算結果と北海道南西沖地震の津波痕跡高・地形との比較を図 48、図 49 に示す。

5. 6 本検討会で設定した津波断層モデル

今回の検討では、既存の反射法地震探査の断面データや地質構造等関する最新の知見に基づき、断層の連動性を考慮し、日本海における最大クラスの地震を設定するための断層のグルーピングを行った。また、世界の内陸の地震や日本海東縁部で発生した地震の解析結果をもとに、地震の規模とすべり量との関係を整理した。断層のすべり量については、このばらつきを考慮し、断層面積とすべり量との平均的な関係式から得られるすべり量に、ばらつきの標準偏差（ σ ）に相当する 1.5m を加えた量を設定した。

これらのことから、本検討会で設定した断層は、現時点における科学的知見に基づく日本海側の活断層タイプの地震による最大クラスの津波の検討のための津波断層モデルとして提案するものである。

本検討会で検討した最大クラスの断層は、全部で 56 断層である。この断層のなかで、F20 と F30 の 2 断層については、それぞれ F21 と F23、F31 と F32 の断層が連動して発生すると想定したものである。しかし、これら F21、F23、F31、F32 の断層は、それぞれ単独で発生する可能性も高いと考えられるもので、かつその規模も大きいことから、これら 4 断層（F21、F23、F31、F32）についても、最大クラスに相当する断層として津波断層モデル

を検討した。

本検討会において設定した津波断層モデルは 60 断層（最大クラス 56 断層、最大クラス相当 4 断層）となっている。これらの断層の位置を図 50 に、断層パラメータを表 5、表 6 に示す。

これらの日本海で想定した地震の規模は $M_w6.8 \sim M_w7.9$ （図 51）であり、太平洋側の海溝型地震の最大クラスの地震の規模（ $M_w8.7 \sim M_w9.1$ ）と比べると小さい（図 52）。

すべり量でみると 5.0m 以上（ $M_w7.7$ 以上に相当）となるものは 12 個、そのうち 6.0m 以上（ $M_w7.8$ 以上に相当）のものは 8 個。モーメントマグニチュードの最大は $M_w7.9$ で、相当するものが 2 個（F01(E31)、F24(E14)）存在する。また、日本海東縁部に規模の大きな断層が多く分布し、日本海南縁部で最大のもものは $M_w7.6$ である。

なお、海底断層のグルーピングにおいては、津波の影響がある程度広範囲になる断層として 40km 程度の長さものを抽出したが、沿岸近くの短い断層でも、直近の地域においては最大クラスの津波となる可能性がある。今回の検討ではこのような断層は検討の対象外としているため、関係道府県においてはこの点も留意しつつ想定すべき断層の検討を行う必要がある。

また、中央防災会議の首都直下地震対策の検討では $M_w6.8$ 以下の地震については地表に断層が現れない可能性があり、どこでも起こりうる地震として取扱っており、関係道府県の防災対策の検討においてもこの点についても留意する必要がある。

5.7 本検討会での検討と地震調査委員会（2003a）での検討における考え方（比較）

本検討会で設定した日本海における最大クラスの津波断層モデルと、地震調査委員会（2003a）で検討された日本海の想定地震の震源域・規模について、それぞれの考え方の違いを整理しておく。

[地震調査委員会（2003a）での考え方]

地震調査委員会（2003a）は、日本海東縁部で発生する地震について、日本海東縁部に沿って設定した以下の各領域で東西方向から圧縮する力を受

けて繰り返し M7.5 以上の地震が発生するものと考え、地震活動の長期評価を行ったものである（図 2）。

○M7.5 以上の地震の発生したことが地震観測及び歴史記録から知られている領域。（北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖）

○地震観測及び歴史記録からは M7.5 以上の大地震の発生が確認されていないが、地震性堆積物・津波堆積物から過去に地震が発生したことが考えられ、領域の大きさから、将来 M7.5 以上の大地震が発生する可能性があるとして判断した残りの領域。（北海道北西沖、秋田県沖、佐渡島北方沖）

なお、新潟県北部沖及び佐渡島北方沖より南西側の日本海の領域は評価対象としていない。

[本検討会における考え方]

本検討会では、日本海での最大クラスの地震について、次のように考え検討した。

○日本海東縁部で発生する地震は、地震調査委員会（2003a）において設定した領域に限らず、内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムを持つ地震が、日本海東縁部のどこでも発生する可能性があるとして整理するのが妥当である。

○内陸で発生する活断層タイプの地震は、その規模が大きくなると地表に変位が現れ、同じ断層が繰り返し発生することにより断層が地表で確認されるようになる。海域で発生する活断層タイプの地震についても同様に、規模が大きな地震が繰り返し発生することにより、海底付近に断層が形成されることとなる。

○本検討会では、この考えに従い、海底に付近の断層を抽出して海底における断層トレースを設定し、断層の間隔、走向、傾斜等を基にグルーピングを行い、断層トレースから想定される最大クラスの断層を検討することとした。日本海南縁部についても同様、この考え方により統一的に検討した。

以上のことから、本検討会で検討した津波断層モデルについては、次

のとおり整理される。

○本検討会では、現時点の資料で海底付近に確認される断層をもとに、日本海東縁部のみでなく海南縁部も含む日本海の日本列島側の全領域において、発生する可能性のある最大クラスの津波断層モデルを検討した。

○日本海東縁部において、本検討会の津波断層モデルと地震調査委員会（2003）の想定震源域を比較すると、本検討会の津波断層モデルは、地震調査委員会が想定した震源域内に止まらず複数の領域にまたがって設定されているものもある。

○本検討会において今回設定した津波断層モデルは、日本海東縁部のみでなく日本海の日本列島側の全領域において想定される最大クラスの津波断層モデルとして網羅的に検討されたものである。

なお、今回の検討における最大クラスの津波断層モデルは、既往地震の津波高を参考にしたものではなく断層のグルーピングにより検討したものであるが、断層を形成した既往地震の最大のものを検討したことに相当するものではないかとの意見もある。

しかし、断層の形成は、地震が繰り返し発生したことによるものであることに着目すると、本検討会での検討は、何千年あるいはそれ以上の長い期間をかけて形成された海底断層をグルーピングすることにより検討したものであり、現時点での科学的知見のもとに検討した最大クラスの地震としては、最も妥当な考え方によるものであると考えている。

5. 8 今回想定した地震の発生の切迫性について

今回設定した津波断層モデルは、日本海側の活断層タイプの最大クラスの津波の断層モデルとして想定したものであり、日本海で次に発生する可能性の高い地震を想定したものではない。活断層の地震の発生間隔はその多くが千年から数千年の間隔と想定されているが、その地震が何時発生するかは分からない。

地震調査委員会（2003a）の評価によると、日本海東縁部の地震は、領域によって異なるが、発生間隔が短い領域で、500年から1000年、長い領域では、3900年程度間隔で繰り返し発生していると推定している（地震調査

委員会では、今後この長期評価の改訂を検討することとしている)。

日本海における地震の発生頻度は、太平洋側に比べ低く、日本海の中で見ると、日本海東縁部に比べると日本海南縁部はさらに低い。しかし、地震・津波対策を検討するにおいては、いずれの地域でも、これらの地震が「いつ発生するか分からない」、言い換えると、「近い将来に発生する可能性も考えられる」として備えることが重要である。

なお、中央防災会議における首都直下地震対策や中部圏・近畿圏直下の地震対策の検討では、少なくとも最近 500 年以内に発生した活断層の地震については検討対象外としている。この考えに従うと、最近発生した北海道南西沖地震や日本海中部地震、新潟地震については、当面のところこれらの断層による地震が発生する可能性はほとんどないと考えられるが、今回設定した津波断層モデルからこれらを除いてはいない。

6. 津波断層モデルによる 50mメッシュでの津波計算

今回設定した 60 の津波断層モデルによる津波の規模の把握と過去の日本海で発生した津波高との比較等による津波断層モデルの評価や、関係道府県が津波想定への支援のため各道府県へ影響のある断層を抽出するために津波の概略計算を行っている。今回の津波計算は、日本海側（知床半島から長崎県平戸まで）の沿岸の範囲を最小のメッシュサイズは 50m で区切って計算（図 53）としており、詳細な地形を反映したものでない。関係道府県における津波浸水想定においては、詳細地形（10mメッシュ程度）を用いて、潮位・堤防条件等を設定した詳細な津波浸水計算が必要である。

6. 1 計算方法・条件

津波計算で用いた計算理論式、計算時間、潮位条件等は以下のとおり。

計算条件	内容
計算理論式	非線形長波式
計算時間	6 時間
潮位条件※	T. P. +0. 0m
計算メッシュサイズ	詳細領域 50m～外洋大領域 1350m ※

また、堤防は考慮していない。

初期水位を求める際には、Tanioka and Satake (1996)に従い、水平成分

の地殻変動の水位への影響を考慮した。

※日本海の潮位：日本海の平均水面は、T.P.+（東京湾平均海面上）0.2m程度である（箱岩、2002）（図 54）。また、津波浸水シミュレーションは朔望平均満潮位条件で実施されるが、日本海沿岸の各自治体では概ね T.P.+0.5～0.6m 程度の潮位を設定している（表 7）。

6. 2 津波の検討ケース

本検討会で津波断層モデルを設定した 60 断層の津波計算にあたっては、セグメント単位で大すべり域が異なる組み合わせになることも考慮し、図 46 に示すように、大すべり域の場所についての全ての組み合わせを網羅的に検討することとした。結果、60 断層について計 253 ケースについて検討することとした。

6. 3 計算結果

（1）過去の地震による津波高との比較

全 60 断層モデルにおいて大すべり域の位置を変えた計 253 ケースの最大値と津波痕跡高及び津波堆積物標高との比較を図 55 に示す。今回設定した津波断層モデルによる津波の高さは、現時点での資料ではあるが、全体として過去の津波の痕跡等の高さ及び津波堆積物の高さと概ね同じかそれよりも大きいものとなっている。今回設定した津波断層モデルは、日本海における最大クラスの断層モデルとして妥当なものであると言える。

今回設定した津波断層モデルのうち、1983 年日本海中部地震及び 1993 年北海道南西沖地震の津波断層モデルに相当する津波の高さとこれら地震の津波痕跡高とを比べると、全体的に見ると概ね同程度の高さである。このことは、言い換えると、1983 年日本海中部地震及び 1993 年北海道南西沖地震は、日本海における最大クラスの地震に相当するものであると言える。

これらの比較においても、4 章における過去地震の津波痕跡高との比較における検討と同様、地形の影響やソリトン分裂等により局所的に高

くなるものについては今回の計算では表現できていないことについては同じである。

このことについて点検するため、北海道南西沖地震による奥尻島の津波については、50mメッシュでの津波計算による浸水エリアと津波痕跡が調査された地点とを比較した（図 48-1～図 49-2）。これらの図から、津波の痕跡が確認された殆どの地点が 50mメッシュでの浸水エリアに対応していることが分かった。したがって、今回設定した津波断層モデルは、概ね妥当なものになっていると評価される。

しかし、先に述べたとおり、一部、沢筋のような地点での津波の痕跡や、急に標高が高くなるよう地点で確認された津波の痕跡とは対比していないことが分かる。これは、今回の 50mメッシュでの津波計算が、詳細な地形の影響等や 3 次元的な津波の挙動を反映する計算方法ではないことによるものであると思われる。今回の計算結果を利用するにはこのことに留意する必要がある。

（2）全断層の最大となる津波高（帯図（平地・全体））

沿岸の津波高は、一般的に切り立った崖地で高くなるため、市街地等のある平地に到達する津波の高さとは大きく異なることがある。このため、各断層の最大となる高さを示すにあたり、平地*とそれ以外の地域に分けて表示することとした。

全 60 断層モデル（基本ケース・隣接ケース）による全海岸線での最大津波高及び平地の沿岸での最大津波高を図 56 に示す。

※平地：海岸線から 200m 程度以内の標高が 8 m を超えない海岸線を平地（の海岸線）として取り扱う。

（3）各断層・各市町村における平均津波高

関係道府県への津波浸水想定を支援するため、各市町村における津波高を集計した。各市町村における 60 断層毎の平均津波高を図 57 に示す。東日本の市町村では平均津波高が 3 m 以上となる断層が複数あるが、西日本の市町村では平均津波高が 3 m 以下の断層となっている。

また、各市町村で平地の最高津波高・平均津波高及び海岸部全体での最大津波高・平均津波高を表 8 に示す。

(4) 関係道府県へ影響の大きな津波断層モデル

関係道府県における津波浸水想定における津波断層モデルの設定の参考として、関係道府県へ影響の大きな津波断層モデル（道府県内の市町村において平均津波高（全体）が最大となる津波断層モデル）を抽出した（図 58）。

6. 4 日本海で発生する津波の特徴

太平洋で発生する津波と日本海で発生する津波は、断層の位置・大きさ・深さが異なることからその特徴も異なる。日本海における津波の特徴をまとめたので、関係道府県においてはこれらを念頭において津波対策を検討する必要がある。

(1) 津波の高さと到達時間

<地震の規模の割には津波高が高く、到達までの時間が短い>

日本海東縁部で発生する地震の特徴は、太平洋側の地震と同じマグニチュードであっても、断層が浅く、かつそれが高角であることにある。そのため、海底の上下変動が大きくなり、津波が高くなりやすい（図 59）。マグニチュード7クラスの地震であっても、大津波の危険性があることから、油断は禁物である。

一方、太平洋側に比べると日本海は水深が浅く、断層運動により持ち上げられる海水の量は少ないため浸水範囲は拡がりにくい。

また、海岸線に近接した断層が多く、これらによる津波が到達するまでの時間が短いという特徴がある。各町村における津波が沿岸部で 30cm となる最短の時間を図 60 に示す。

(2) 津波の伝わり方

<東北沖で発生した津波が中国地方で大きくなる場合がある>

一般的には震源断層の近くでは津波は高く、震源から離れるにつれ次第に低くなる。しかし、日本海の東北沖で発生した津波は、やや離れたところではあるが、北陸地方や関西地方の沿岸部より更に西方の中国地方沿岸部の津波の方が高くなる場合がある。これは、東北沖の日本海中央部から中国地方沿岸部にかけて海底地形の浅いところ（大和堆、北隠岐堆など（図 61-1 参照））があり、東北沖で発生した津波がこれら浅い

ところに集まり、それらに沿って伝播するためである（図 61-2）。

7 おわりに

今回、限られた知見の中ではあるが、現時点で活用できる大量の反射法地震探査の断面データや、既存の研究成果等を最大限活用し、日本海における最大クラスに相当する津波断層モデルを設定した。

日本海沿岸の関係道府県においては、この成果を活用し、津波防災地域づくり法に基づく津波浸水想定を速やかに設定するとともに、津波災害警戒区域の設定や推進計画の策定など、津波に強い地域づくりに向けた取り組みを推進していただきたい。

<留意事項及び今後の課題>

本検討結果を活用にあたっての留意点と今後の課題を以下に挙げる。

○今回の検討は、日本海側の関係道府県が参照できる統一的な津波断層モデルとして、日本海における最大クラスの津波断層モデルの設定を目的としたもので、沿岸付近の短い断層については検討対象としていない。各自治体において防災対策を検討する際には、本検討結果以外の沿岸付近にある活断層を検討対象に含める等について留意すべきである。また、Mw6.8程度よりも小さな地震は、海底や陸上に活断層が現れない可能性があり、このことについても留意する必要がある。

○今回計算した50mメッシュでの津波の高さは、各津波断層モデルによる津波の高さ等を全体的に概観するには妥当なものである。しかし、地形の影響等により局所的に高くなるような津波は表現されていないことに留意する必要がある。また、津波の計算はTP0.0mの潮位高さで計算したもので、海岸堤防も設定していないことにも留意する必要がある。

○日本海で発生した過去の津波については資料が少ない。歴史資料による調査のみならず、津波堆積物や海底での活断層の履歴等が評価できる調査を実施し、数千年から一万年以上前に遡り、日本海側で津波を起こす地震の発生履歴や津波の規模を検討できるようにする必要がある。

○奥尻島の西側については、浅部の調査は実施されているが、北海道南西沖地震後に広域的な斜面崩壊が多数観察されるなど、この周辺は堆積物が保存されにくく断層や褶曲構造の推定が困難な領域である。このため、より深部までの構造が解明できるような調査が重要であり、地震の発生メカニズムを評価するためには、奥尻島の西方のみでなく、日本海全体において、より深部までの地殻構造の調査を推進する必要がある。

○現在、日本海側については、文部科学省による「日本海地震・津波調査プロジェクト」（平成 25 年～平成 32 年）等の調査研究が進められており、これらの調査がまとまった時点で、必要に応じ関係道府県ではこれらの動向を踏まえ、各種津波対策について修正・見直し等を行うのが適当である。

○今回の検討は、日本海における最大クラスの津波断層モデルを検討したが、強震断層モデルの検討は行っていない。強震動等による防災対策の検討においては、経験式による方式あるいは強震断層モデルによる方式により別途検討する必要がある。

参 考 文 献

- Abe, K. (1975) : Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, *Journal of Physics of the Earth*, 23, 349-366.
- Abe, K. (1985) : Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 38, 214-223. 相田勇 (1984) : 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, *地震研究所彙報*, 59, 93-104.
- 中央防災会議 (2004) : 東南海・南海地震等に関する専門調査会 (第 26 回) 参考資料 2 「断層のモデル化 (平成 18 年 12 月 7 日)」
HP:http://www.bousai.go.jp/jishin/chubu_kinki/syousai/bunpu-chukin.html
- 箱岩英一 (2002) : 河川・水路・港湾の基準面について, *国土地理院時報*, 99, 9-19.
- 羽鳥徳太郎・片山通子 (1977) : 日本海沿岸における歴史津波の挙動とその波源域, *地震研究所彙報*, 52, 49-70.
- 北海道 (1995) : 北海道企画振興部南西沖地震災害復興対策室『北海道南西沖地震災害復興対策の概要』平成 7 年 5 月。
- 樋渡康子・佐藤魂夫・今村文彦 (2002) 日本海沿岸に発生する地震に伴う津波の波源と伝播—1704 年岩館地震, 1793 年鯨ヶ沢地震, および 1804 年象潟地震による津波—, *地震* 第 2 輯, 54, 431-440.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- Irikura, K. and H. Miyake (2011) : Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 85-104.
- 自治省消防庁 (1994) : 北海道南西沖地震災害対策本部「平成 5 年 (1993 年) 北海道南西沖地震災害について (確定)」
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003a) : 日本海東縁部の地震活動の長期評価について.
HP:http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun_nihonkai/index.html
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003b) : 菊川断層帯の長期評価について.
HP:http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03sep_kikukawa/index.htm
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 山田断層帯の長期評価について.
HP:http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04dec_yamada/index.htm
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2007) : 震源断層を特定した地震の強震動予測

手法（「レシピ」）（平成 21 年 12 月 21 日改訂）

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）：西山断層帯の長期評価（一部改定）について。

HP:http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13feb_nishiyama/index.htm

関西電力(2014)：高浜発電所 津波評価について，原子力発電所の新規制基準適合適合性に係る審査会合（第 116 回）資料 1。

小平秀一（2013）：2-2 マルチチャンネル等による海域地殻構造探査．文部科学省委託研究ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 統括成果報告書，防災科学技術研究所，65-72

Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura and S. Kitagawa (2010) : Scaling relations of earthquakes on active mega-fault systems, Abstract of AGU fall meeting 2010, S51A-1911.

内閣府（1994）：内閣府「災害復興対策事例集」〈事例コード〉198303

HP:http://www.bousai.go.jp/fukkou/saigaitaiou/output_html_1/jirei_menu.html

内閣府（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」（内閣府首都直下地震モデル検討会 平成 25 年 12 月）

HP:<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/index.html>

佐竹健治・加藤幸弘(2002)：1741 年寛保津波は渡島大島の山体崩壊によって生じた，月刊海洋，号外，28，150-160.

佐藤比呂志・石山達也・加藤直子・野徹雄・石川正弘・武田哲也・越谷 信・豊島剛志・工藤 健（2014）：断層モデルの構築．平成 25 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書，203-216.

佐藤慎司（1995）：波の分裂と砕波を考慮した津波の数値計算，海岸工学論文集，第 42 巻，pp. 376-380，1995.

Sato, S.(1996)：Numerical simulation of 1993 Southwest Hokkaido earthquake tsunami around Okushiri island, J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 122, No. 5, pp. 209-215, 1996.

- 首藤伸夫 (1984) : 秋田県北部沿岸における日本海中部地震津波, 東北大学津波工学研究報告, 1.
- 田島礼子・松元康広・司宏俊・入倉孝次郎 (2013) : 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究. 地震第2輯, 66, 31-45.
- 高橋武之・高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1995) : 北海道南西沖地震津波の波源の再検討, 土木学会東北支部技術研究発表会概要集, 1995, 180-181.
- 武田哲也・浅野陽一・汐見 勝彦・松本拓己・木村尚紀・松澤孝紀・上野友岳・木村武志 (2014) : 沿岸域の地震活動の把握. 平成 25 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 217-232.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996) : Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophysical Research Letters*, 23, 861-864.
- 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, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本 真一・芦寿一郎・岡村 行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐 垣・日野亮太・野原 壮・阿部寛信・坂井真一・向山建二郎 (2001) : 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, *海洋調査技術*, 13, 27-53.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 日本被害地震総覧 [599-2012] , 694pp, 東京大学出版会.
- 宇佐美龍夫・大和探査技術株式会社(編) (1994) わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図, 1-647, 日本電気協会.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001, 605pp, 東京大学出版会.

(参考) 本検討会における用語の取扱について

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
ことと併せて、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、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。

本検討会の報告で用いる用語については、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」において整理された用語
を用いることを基本とし、その際に整理されていなかった用語については
地震調査研究推進本部や気象庁で用いられている用語を用いた。

用語集目次

- (1) 海底断層等に関する用語
 - ① 海底断層
 - ② 断層トレース
 - ③ 褶曲 (しゅうきょく)
 - ④ 断層のグルーピング
- (2) 反射法地震探査に関する用語
 - ① 反射法地震探査
 - ② 反射法地震探査 (測線)
 - ③ 反射法地震探査断面データ (反射断面データ)
- (3) アスペリティに替わる用語
 - ① 強震動生成域
 - ② 大すべり域、超大すべり域
- (4) 「断層モデル」等の呼称
 - ① 震源断層モデル
 - ② 長周期地震断層モデル
 - ③ 津波断層モデル
 - ④ 震源断層域
- (5) マグニチュード
 - ① モーメントマグニチュード (M_w)
 - ② 津波マグニチュード (M_t)
 - ③ 気象庁マグニチュード (M_j)
 - ④ 表面波マグニチュード (M_s)
- (6) 津波に関する用語
 - ① 津波高 (津波の高さ)
 - ② 津波痕跡高
 - ③ 浸水深

(1) 海底断層等に関する用語

①海底断層

地震時に動いたと思われる断層のうち海底下に認められるもの。

②断層トレース

地表もしくは海底に認められる断層を、連続して認められる断層の位置をつなげた線を断層トレースと呼ぶ。

③褶曲（しゅうきょく）

堆積当時水平であった地層が地殻変動により波上に変形した地質構造を褶曲という。

④断層のグルーピング

本検討会では、ある領域内の複数の断層トレースのうち走向や傾斜等を加味し、同時に破壊すると考えられるものを一つの断層としてまとめる作業を断層のグルーピングと呼ぶ。

(2) 反射法地震探査に関する用語

①反射法地震探査

海上の船舶から音波を発信し、音波の反射波の往復時間と強度を測定することで、海底面や地層の境目、断層等の位置を推定する海底探査の方法。

②反射法地震探査（測線）

探査は海面を直線上に移動しながら行われる。この探査を行う線を測線という。

③反射法地震探査断面データ（反射断面データ）

反射法地震探査により得られるデータは、水平方向は測線上の位置、鉛直方向は音波の往復時間（音速から鉛直方向の深さへ変換される）の2次元の断面上のデータとなる。本検討会ではこのデータを反射断面データと呼ぶ。

(3) アスペリティに替わる用語

「アスペリティ」は、強い強震動を発生させる領域と、断層すべりの大きな領域の両方を示す用語として使用されてきたが、2011年東北

地方太平洋沖地震の詳細な解析の結果、両者は必ずしも一致するものでなく、領域的にも異なる場合があることが明らかとなった。

「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

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。この用語は、強震動の研究分野において用いられている用語である。なお、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（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、断層面のなかで大きくすべる領域を言う。その中でも特に大きくすべる領域を、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。

（４）「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。本検討で設定する断層モデルは津波断層モデルである。

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、津波断層域と言う。また、トラフ沿い（海溝沿い）津波断層モデルに対応する津波地震を考える領域は、トラフ沿い（海溝沿い）津波断層域と言う。

【補足】

○震源域

基本的には、震源断層域と同じである。しかし、強震断層モデルに対応する断層域を単に震源域と呼ぶこともあり、これまで定義が曖昧であった。中央防災会議では、過去、強震断層モデルに対応する領域を震源域と呼んできたが混乱が生じないように、震源域の用語は用いないこととしている。

○津波波源域

津波を発生させた海の領域である。地震時の断層運動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、津波波源域は、概ねこの地殻変動の海域の領域に相当する。

（５）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使用されており、「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」とか、「マグニチュード（M）８クラスの地震」など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。

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」、「津波マグニチュード」、「気象庁マグニチュード」の他、「表面波マグニチ

ュード」について説明する。

なお、本報告では、マグニチュードを「モーメントマグニチュード」に統一して用いている。これは、気象庁マグニチュードのように地震の規模が大きくなると頭打ちが見られることや、地震のタイプによりマグニチュードの値に偏差を持つことがないからである。

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津波マグニチュード (Mt)

津波の観測データを用いて算出されるマグニチュードで、阿部 (1981) により提唱された。このマグニチュードは、概ねモーメントマグニチュードと等価なもので、頭打ちは見られない。

③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。

④表面波マグニチュード (Ms)

周期 20 秒程度の表面波を用いて算出されるマグニチュードは表面波マグニチュード (Ms) と呼ばれている。規模の大きな地震を表す指標として国際的に広く用いられてきたマグニチュードであるが、地震の規模が大きくなると頭打ちすることから、近年では表面波マグニチュードに代え、モーメントマグニチュードが広く用いられている。

(6) 津波に関する用語

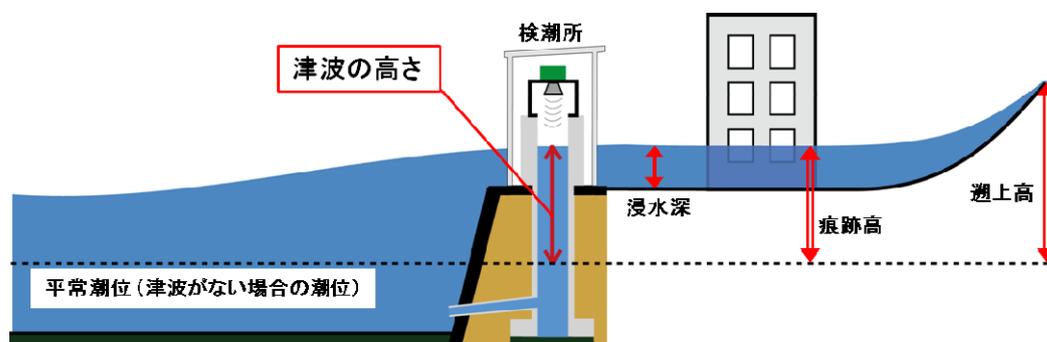
①津波高 (津波の高さ)

津波がない場合の潮位 (平常潮位) から、津波によって海面が上昇した高さ (極値) までの差。観測値からは、第1波の津波の高さ、第2波の津波の高さなど、複数の高さが求められる。

②津波痕跡高

津波がない場合の潮位 (平常潮位) から津波痕跡までの高さ。痕跡高の中に浸水深と遡上高が含まれる。

③浸水深：地盤から津波痕跡までの高さ。



検潮所における津波の高さと浸水深、痕跡高、遡上高の関係 (気象庁ホームページより)

日本海における大規模地震に関する調査検討会委員名簿

委 員 名 簿

氏 名	所 属 ・ 役 職 名
◎阿部 勝征	東京大学名誉教授
海野 徳仁	東北大学リーディング大学院（地震・噴火予知研究観測センター）特任教授
岡村 行信	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門首席研究員
鷺谷 威	名古屋大学減災連携研究センター教授（兼任） 大学院環境学研究科附属地震火山研究センター
○佐竹 健治	東京大学地震研究所教授
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
西上 欽也	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
佐藤 比呂志	東京大学地震研究所地震予知研究センター教授
名波 義昭（第8回から） 藤山 秀章（第7回まで）	内閣府政策統括官（防災担当）付 参事官（調査・企画担当）
森澤 敏哉（第4回から） 寺田 博幹（第3回まで）	文部科学省研究開発局地震・防災研究課長
井上 智夫（第8回から） 五道 仁実（第7回まで）	国土交通省水管理・国土保全局海岸室長
横田 崇	気象庁東京管区气象台長 （併任）内閣府政策統括官（防災担当）付

※ 大学等の研究者については五十音順、敬称略（「◎」は座長、「○」は副座長）

- 事務局 国土交通省水管理・国土保全局 海岸室
- 内閣府政策統括官（防災担当）付 参事官（調査・企画担当）
- 文部科学省研究開発局 地震・防災研究課

日本海における大規模地震に関する調査検討会開催履歴

回数	開催日	
第1回	平成 25 年 1 月 8 日	設置、既往の調査研究成果の紹介
第2回	平成 25 年 2 月 13 日	既往の調査研究成果の紹介
第3回	平成 25 年 3 月 14 日	進行中の調査研究の紹介
第4回	平成 25 年 8 月 26 日	海底断層 WG の設置、検討スケジュール等
第5回	平成 26 年 1 月 14 日	海底断層 WG の検討状況について (佐渡島以北の断層の検討状況)
第6回	平成 26 年 2 月 20 日	海底断層 WG の検討状況について (佐渡島以西の断層の検討状況)
第7回	平成 26 年 3 月 25 日	海底断層 WG の検討状況について、 断層パラメータの設定について
第8回	平成 26 年 8 月 26 日	報告書案について

上記の他、平成 26 年 6 月 26 日及び平成 26 年 8 月 5 日に津波計算結果等についての評価のための委員打ち合わせ会を実施した。