3.3海域における断層モデルの構築

(1)業務の内容

(a) 業務題目 海域における断層モデルの構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人防災科学技術研究所	領域長	藤原 広行
	総括主任研究員	平田 賢治
	主任研究員	中村 洋光
	主幹研究員	大角 恒雄
	主任研究員	森川 信之
	研究員	前田 宜浩

(c) 業務の目的

サブテーマ(2)で再解析・解釈して求めた日本周辺海域の3次元断層分布から、断層面の広 がりが大きい主断層を抽出し、断層モデルを構築する。M程度以上であると推定されるもの で、かつ、津波や地震動の記録が存在する地震の震源断層と考えられるものについては、地 震動と津波のシミュレーションを行うことにより、構築した断層モデルの妥当性を検証する。 モデル構築及びシミュレーションについては、必要に応じて地震調査研究推進本部地震調査 委員会の下に設置された評価部会等に報告し、その議論も踏まえて進める。また、断層分布 と地殻内の変形構造との整合性を確認する。

- (d) 7ヵ年の年次実施業務の要約
- 1) 平成 25 年度:

サブテーマ(1)でのDB構築と平行して、断層モデルの構築手法を検討した。

2) 平成 26 年度:

解釈を終えた日本海の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程 度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。

3) 平成 27 年度:

解釈を終えた日本海の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程 度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。

4) 平成 28 年度:

解釈を終えた南海トラフ・南西諸島海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。断層モデル例を公開システムの仕様検討担当のサブテーマ(1)に提供を行う。

5) 平成 29 年度:

解釈を終えた南海トラフ・伊豆小笠原海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の 記録が存在する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する 検討を行う。

6) 平成 30 年度:

解釈を終えた日本海溝・十勝沖の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在 する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。

7) 平成 31 年度:

解釈を終えた十勝沖・オホーツク海の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が 存在する M7 以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。 評価した断層モデル全体をとりまとめ、データ公開システム上での検索・表示内容の検証を 行う。

(2) 平成 25 年度の成果

(a) 業務の要約

当該年度においては、津波や地震動の元となる断層モデルの構築手法を検討した。その際、サ ブテーマ(1)、(2)の検討から得られる主断層の断層パラメータの確からしさ等の質の違い に応じたモデル化を考慮した。また、構築した断層モデルの妥当性を、津波や地震動のシミュレ ーションを用いて検証するための手法を検討した。具体的には、自治体の被害想定を含む既往の 津波波源の検討結果等を踏まえ、日本海で発生した過去の津波や地震動の記録を中心に、系統的 に収集・整理し、それらとシミュレーション結果を比較すること等により断層モデルの妥当性を 検証する手法を検討した。

これらの手法を用いることで、次年度以降、抽出した断層について断層モデルの構築を進める。

(b) 業務の実施方法

日本海地域の海域の活断層の活動によるものと考えられる既往の歴史地震津波の波源にかかわ る想定断層モデルを整理し、その結果をふまえて、データが不完全な場合も考慮し、本プロジェ クトで提供される断層についてのデータを用いて断層パラメータの不確実性を含む断層モデルを 構築する方法を検討した。また、この作業とは別に、震源不特定の場合の地震活動の統計則(グ ーテンベルグ・リヒター則:以下G-R則と示す)をもとにした断層モデル群の考え方を検討した。

また、歴史地震津波事例を1例選別し、既往の断層モデルを参照して断層モデルを設定し、津波 と地震の予測計算を行い断層パラメータの感度解析を含む断層モデルの検証方法を検討した。津 波の予測では、日本海海域全域の津波予測計算用地形データ(海底及び沿岸で遡上の可能性のあ る範囲を含む)を作成して計算を行った。 (c) 業務の成果

(I) 準備

①日本海海域における地震・津波に関する既往資料の収集整理

a) 地質構造と震源(波源)となる可能性のある断層の分布

日本海海域における震源(波源)断層に関連しては、多くの地形、地質学的な研究が なされているが、ここでは、総括的な文献で、本プロジェクトにおける今後の断層モデル 作成作業において主な参照対象となる可能性があるものから、地質構造図ないし断層の分 布図を整理した。これらの資料では、海底地形や各種の音波探査データを用いて海域の断 層ないし関連する構造が認定されている(図I.1-1~図I.1-6)。

- ・活断層研究会(1991)の付図Ⅰ,Ⅱ:100万分の1 日本活断層図 海域の活断層、活撓曲・活褶曲(背斜・向斜)を認定し、「確実」と「推定」に区分し、 規模別で示している。
- ・地質調査所(1992):日本地質構造図(縮尺1/300万) 活断層かどうかの評価は示されていない。
- ・徳山ほか(2001)の付図:日本周辺海域の第四紀地質構造図(縮尺1/200万) 活断層に準ずる地質構造については、認定度としてクラスを3つに分け、以下のよう に定義している。

認定度 I	高解像音響地殻断面上で地層あるいは基準地形面のズレが認められ、それが一
	部の層準のみならず下部の地層まで連続する断層.
認定度Ⅱ	高解像音響地殻断面上で地層あるいは基準地形面のズレが認められるが、それ
	が下部(又は上部)の地層まで連続するズレか否かが不明瞭な場合.
認定度Ⅲ	高解像音響地殻断面上で地層あるいは基準地形面のズレは認められないが、高
	解像海底地形図から断層が推定される場合。また、音響地殻断面は存在しない
	が、高解像海底地形図・海底音響画像から堆積性起源と区別されるリニアメン
	トが認められる場合この事例とする。その理由は、海底地形に表現される構造
	は表層堆積物(第四紀後半(600ka)以降に堆積したものと考えられる)に変位
	を与えていると考えられることから、活断層の可能性が強く示唆されるためで
	ある。

・地質調査所:海底地質図 縮尺 1/20 万、縮尺 1/100 万

地質断層が図示されている。表層の堆積層との関係で活構造かどうかが判別できる場 合がある。

・岡村(2010):日本海東縁地域における圧縮領域(ハッチ部)と主な逆断層が示されている。

これらのデータは、今後、本プロジェクトで提供される断層データの位置、性状評価等 のクロスチェック対象として扱う必要がある。

このほか、韓国、ロシアの研究者も含めた日本海の地質構造に関する資料や図面は、

N. Isezaki et al. (1996)、Sung Kwun Chough(2013)等に示されており、やや古い資料は、 絈野(1992)にとりまとめられている。



TENERS PRESSERVES LITIZATION CAL SUBJECT OF APAN UDD 1 T # # 12 * # 2 * Tobland by ASAKURA PUBLISHING COMPANY LM

MURINER IN NOTITING THINKS HAVE NOT A STREET AND THE STREET AND TH

図 I.1-1 日本海海域の断層分布図①(地質調査所,1992:日本地質構造図) この図には、活断層かどうかの評価は示されていない。



図 I.1-2 日本海海域の断層分布図②(活断層研究会,1991:日本活断層図) 活断層・活撓曲と判断されたものが確実度、規模で区分されている。



図 I.1-3 日本海海域の断層分布図③ (徳山ほか,2001:日本周辺海域の第四紀地質構造図) 活断層に準ずる地質構造については、認定度としてクラスを3つに分けている。

1/20万 海底地質図

- (名称)
- ・宗谷岬沖
- · 天売島周辺
- 石狩湾
- ·西津軽海盆
- 秋田西方
- · 粟島周辺
- 佐渡島北方
- ・佐渡島南方
- 能登半島東方
- ·能登半島西方
- ・ゲンタツ瀬
- ・経ケ岬沖
- ・鳥取沖
- ·隠岐海峡

1/100万 海底地質図 (名称)

- ・北海道周辺日本海および オホーツク海域広域海 底地質図(1979)
- ·日本海中部海域広域海底 地質図(1981)
- ・日本海南部および対馬海 峡周辺広域海底地質図 (1979)





図 I.1-4 日本海海域の断層分布図④(地質調査所:海底地質図)

地質断層が図示されている。表層の堆積層との関係で活構造かどうかが判別できる場合が ある。



図 I.1-5 日本海海域の断層分布図⑤(岡村,2010) 日本海東縁地域における圧縮領域(ハッチ部)と主な逆断層の分布。南北走向の 非対称な断層関連褶曲構造が発達する。



図 I.1-6 日本海海域の断層分布図⑥(N.Isezaki *et al.* eds. (1996)) 国内の文献に示されていない断層が記載されている。

b) 浅部地殻の地質構造

海域の断層モデル作成にあたっては、震源(波源)断層のパラメータ設定にかかわる断 層の深部構造や地震発生層を含む浅部地殻の構造についての資料が必要である。この分野 でも個々の研究資料は多数あるが、総括的な資料としては、大竹ほか(2002)があるほか、 国機関のプロジェクトによる最新の成果がある。以下、関連する項目ごとに代表的な見解 を整理する。

i)日本海東縁のテクトニクスの調査・研究

日本海東縁部に初生的なプレート境界が存在するという説は 1983 年に中村一明(中 村, 1983)と小林洋二(小林, 1983)によって提唱された。

この地域に日本海側からの沈み込みの可能性があるとされた根拠としては、秋田市 沖地震(1969年)の余震分布が陸側に深くなっていることや、日本海東縁地帯で、逆断 層型の大地震が発生していることが挙げられてきた。また、この地域の短縮変動は、 北米プレートとユーラシアプレートのシベリア東部の回転極以南での収束の結果であ り、日本海東縁変動帯が新生プレート境界であるとされた(瀬野,1983 など)。

日本海東縁の新生プレート境界説(中村,1983)の公表直後に、この説に対応する東 傾斜の断層面で1983年日本海中部地震(M.7)が発生し、プレート境界説が信憑性 のある学説として注目を浴びた。しかしながら、10年後の1993年北海道南西沖地震 では、震源断層は西傾斜を示し、単純なプレート沈み込みモデルでは説明できないこ とが明らかとなった。

このような状況をふまえ、日本海東縁部のテクトニクスに関して、文部科学省によ る次のような調査・研究プロジェクトが実施されている。

- ○『日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究』(科学技術振 興調整費)(平成6年~平成10年)
 - ・この調査の結果は、「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(大竹・平・太田, 2002)にまとめられている。
- ○『ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究』(平成 19 年~平成 24 年) 海域構造探査(JAMSTEC)
- ii)現状における日本海東縁の地質構造の解釈

これらのプロジェクトの結果にもとづく、日本海東縁における地質構造についての 解釈は、現状では次のようにまとめられる(図 I. 1-7~図 I. 1-10)。

- ・日本海東縁には海溝軸のような単純なプレート境界は存在せず、プレート相対運動は圧縮場の地質構造が集中する「ひずみ集中帯」によって担われているとの共通理解となっている。
- ・歪み集中帯の形状は、日本海拡大時のテクトニクスによって規定されている。
- ・活断層の分布は、日本海盆〜大和海盆と大陸棚の境界付近ではあるが、大陸棚側へ 広がりを持っており、ひずみ集中帯となっている。
- ・ひずみ集中帯には、多くの活断層や伏在活断層の活動によると考えられる非対称背 斜構造が認められる(前出図 I.1-5)。

- ・日本海東縁部における既往地震は、海域活断層と一致するものも一致しないものも ある。
- ・日本海の海底が沈み込む場合は、東傾斜の境界断層が想定されるが、海域構造探査 によると活断層の傾斜は東傾斜と西傾斜が混在する。
- ・これらの内、西傾斜の逆断層は、日本海拡大時に形成された西傾斜の正断層が、現
 在の東西圧縮場でインバージョンにより逆断層として活動していると考えられる。
- したがって、西傾斜の活断層は日本海拡大時に形成された正断層の位置は、沈み込み位置との関係は明確ではないと考えられる。

・東傾斜の活断層の位置も、必ずしも日本海盆と大陸棚斜面の境界に沿ってはいない。 ・以上より、現在のところ、プレートの沈み込みは確認されていない。

iii) 日本海の地殻構造

Tamaki (1988) に日本海の地殻構造が示されている(図 I.1-11)。上記、文科省 プロジェクト『ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究』の成果として、日本海の 地殻構造については、次のようにまとめられている。

・日本海盆は、日本海拡大時に形成された海洋底地殻で、厚さは南縁部で約9 km

・大和海盆は、日本海拡大時に正断層等で引き伸ばされた大陸地殻で、厚さは約18km

・東北地方沿岸の大陸棚では、地殻の厚さは約21~24 km



図 I.1-9 日本海東縁地域の地殻模式断面図(平, 2002)



図1.1 活断層,最大剪断歪み速度および主要変動境界

活断層分布は活断層研究会 (1991) に基づく.GPS より求められた歪みの大きい地帯は地震予知総合研究振興会 (1999) のなかの鷺谷原図に基づく.

図 I.1-8 日本海のテクトニクスセッティング(大竹ほか, 2002)



図 I.1-10 日本海東縁新生プレート境界の態様 瀬野(1995)を改変・加筆 (竹内, 2005)



図1 [右図]本研究の調査海域図。実線がマルチチャンネル反射法地震探査測線、○印が海底地震計設置点。[左図] 気象庁一元化震源と地震年報²² による日本海東縁の震源分布図(●印、深さ:0~50 km、期間:1923~2011年、マグニチュード:M_J>3)と日本海東縁ひずみ集中帯の分布²³⁾(灰色)。



図12 日本海盆南緑部~青森県西方沖・西津軽海盆の暫定的なP波速度構造イメージ(上)、 日本海盆南緑部~男鹿半島北方沖のP波速度構造イメージ(中)と栗島沖の大和海盆~栗 島南方沖大陸棚部のP波速度構造イメージ(下)。

図 I.1-11 日本海東縁部の地殻構造探査の結果 (上:探査測線位置図、下:P波速度構造) (文部科学省・防災科学技術研究所, 2013)



Figure 12.1 Crust types of the East Sea. Contours of water depth in meters. *Source:* Tamaki (1988).

図 I.1-11 日本海の地殻構造(Tamaki, 1988) 右下は、 Chough (2013) によるリライト図

iv) 地震観測データ

日本海における地震発生状況を検討するにあたり、ISC(International Seismological Centre)カタログデータを用いて、周辺陸域を含むこの地域の震源分布等をまとめた。

このカタログには ISC が独自に震源を再計算したものと、各国および各機関で公表されて いるデータが含まれている。年代別データ数を表 I.1-1 に、データ源別データ数を表 I.1-2 に示まとめた。全期間の全観測震データの震央分布を図 I.1-12 に示す。

・年代別の地震活動

近年になって日本海海域で発生した次の5つの地震でデータの年代を区分した震央分布を 図 I.1-13 に示す。

<データを区分した年代と地震>

- ・1940 年~1982 年
- ·1983 年~1992 年 : 1983 年日本海中部地震
- ·1993年~2004年 : 1993年北海道西方沖地震
- ·2005 年~2006 年 : 2005 年福岡県西方沖地震
- ·2007 年~2013 年 : 2007 年新潟県中越沖地震

これらの主要な地震以後には余震域の地震活動が増加する傾向がみられ、日本海中部地震や北海道西方沖地震の余震活動は、その後数年間継続している。

・データソース別の分布

データを各国機関別に区分した場合の震央分布を図 I.1-13 に示す。

<各機関のデータ>

日本周辺の小~中地震:主にJMA、全域の中~大地震:主にISC 韓国周辺の小規模地:KMA (Korea Meteorological Administration) による 古い年代のデータはほとんどがアメリカのネットワークによるデータである。

・CMT 分布:

The Global CMT Project (/www.globalcmt.org) によるグローバル CMT 解が得られた地震 イベントの分布(合計 1940 イベント; 1976 年~2013 年)を図 I.1-14 に示す。日本の沿岸 では浅い地震が多いが、ウラジオストーク周辺では深い地震の CMT 解も得られている。

表 I.1-1 年代別データ数

[データ数は計算エリア内(図 I.1-12)で発生したもののみ]

Years	No. of Events	
1940 - 1949	30	
1950 - 1959	58	
1960 - 1969	422	
1970 - 1979	490	1983年:日本海中部地震(M7.7)
1980 - 1989	2069	
1990 - 1999	13134	1993年:北海道西方沖地震 (M7.8)
2000	2659	
2001	3491	
2002	4658	
2003	4521	
2004	4120	TV
2005	17451	福岡県西方沖地震(M7.0) → 🗸
2006	5942	A
2007	13341	新潟県中越沖地震(M6.8)
2008	6349	
2009	5136	
2010	5220	
2011	4156	V
2012	3636	
2013	49	

表 I.1-2 データソース別データ数 [データ数は計算エリア内で発生したもののみ]

Author	No. of Data										
JMA	84875	Japan Mete	eorological	Agency							
ISC	11319	Internation	al Seismolo	gy Centre							
KMA	271	Korea Mete	eorological	Agency							
IDC	194	Internation	al Data Cer	ntre, CTBT) (Austria)						
ISS	66	Internation	al Seismolo	gical Summ	ary						
NEIS	22	National Ea	rthquake Ir	nformation S	Service (US	GS)					
LAO	20	Large Aper	ture Seism	ic array (Un	ited States))					
SKL	90	Sakhalin Co	omplex Scie	entific Rese	arch Institu	te (Russia)					
CGS	11	Coast and	Geodetic S	urvey of th	e United St	ates					
MOS	12	Geophysica	al Survey o	f Russian A	cademy of S	Sciences					
GUTE	9	Gutenberg	and Richte	r Seismicity	of the Eart	h					
EIDC	8	Experiment	al (GSETT)	3) Internatio	nal Data Ce	enter					
BCIS	7	Bureau Ce	ntral Intern	ational de S	Seismologie	(France)					
GFZ	7	Helmholtz	Centre Pot	sdam GFZ (German Res	earch for g	eosciences				
BJI	4	China Earth	nquake Net	works Cent	er						
SNSN	3	Saudi Natio	nal Seismi	o Network (Saudi Arabia	a)					
USCGS	3	United Stat	es Coast a	nd Geodeti	c Survey (N	IEIC)					
AWI	2	Alfred Weg	Ifred Wegener Institute for polar and marine Recerch (German)								
SYKES	2	Sykes Cata	Sykes Catalogue of Earthquakes 1950 onwords (Sykes L. R,)								
DJA	1	Badan met	adan meteorologi Klimatology dan Geofisika (Indonesia)								
PDE	1	Prelimicary	Determina	tion of Epic	entres						



 図 I.1-12 日本海および周辺地域の震源分布(1940年~2013年、全期間の全観測データ) 震源深さ別に色分け・地震規模は円の大きさで区分している。
 図示範囲は、北緯46°以南の東経126°-142°、北緯46°以北の東経126°-145°。
 以下の図 I.1-13(1), (2)、図 I.1-14(1), (2)も同様の震源の範囲を図示。



図 I.1-13(1) 年代別の震央分布







図 I.1-14(1) 観測機関別の震央分布(1)



図 I.1-14(2) 観測機関別の震央分布(2)



図 I.1-15 グローバル CMT 解分布 (1976 年~2013 年;合計 1940 イベント) 日本海東縁領域では逆断層センスが、日本海西部では横ずれ断層センスがそれぞれ卓越している。

v)既往断層モデル

ここには、日本海東縁の既往地震についての断層モデルのパラメータを示す。 本節②においても震源(波源)モデルを整理している。

			セグシル	長さ	幅	面積	きょう	すべり景	広力降下景
地域	地震名	抜 文	27721		W		Mo	, い <u>単</u>	
10-34	*B/201			(km)	(km)	(km2)	(Nm)	(m)	(Mpa)
			(1)		(KIII)	1.050	2 505+20	6.00	(Wipa)
		Shimazaki & Mori(1983)	0			1,050	2.30E+20	0.00	17.89
		Mori & Shimazaki(1983)	2			2,100	3.30E+20	3.90	8.35
			至14			3,150	5.80E+20		
			<u>(1)</u>	40	30	1,200	3.60E+20	7.60	21.08
		相田(1984)	(2)	60	30	1,800	2.20E+20	3.05	7.01
			全体			3,000	5.80E+20		
		石川ほか(1984)		120	30	3,600	7.50E+20		12.00
			(1)	60	40	2,400	2.86E+20	3.50	5.91
		多田(1984)	2	60	30	1,800	2.14E+20	3.50	6.83
			全体			4,200	5.00E+20		
		田中ほか(1984)	1	30	35	1,050	1.90E+20	6.00	13.59
		小菅ほか(1984)	2	60	40	2,400	2.90E+20	4.00	6.00
	1983日本海中部地震		1	60	40	2,400	4.20E+20	5.00	8.70
		Satake(1985)	2	60	40	2,400	3.36E+20	4.00	6.96
			全体			4,800	7.60E+20		
		Kanamori & Astiz(1985)		150	40	6,000	5.90E+20	2.00	3.09
			1	35	35	1,225	3.00E+20	6.80	17.03
口大海市绿		Sato(1985)	2	35	35	1,225	2.00E+20	4.60	11.36
口平海米稼			3	35	35	1,225	3.00E+20	6.80	17.03
			Ō	40	40	1,600	2.24E+20	4.00	8.52
		小 茶(す () (1 0 0 0)	(2)	30	40	1.200	2.10E+20	5.00	12.30
		小官はか(1986)	3	30	40	1,200	2.10E+20	5.00	12.30
			全体			4.000	6.50E+20		
			1	30	30	900	1.52E+20		13.67
		Fukuvama & Irikura(1986)	(2)	60	30	1.800	3.03E+20		9.67
		,	全体			2,700	4.55E+20		
				27	40	1 080	8.5E+19	2 2 6	5.83
			B	25	30	750	1 4F+19	0.52	1.66
			C	25	30	750	1.6E+20	6.07	18.84
	1993北海道南西沖地震	Tanioka et al.(1995)	D	27	30	810	8.8E+19	3 10	9.29
			F	35	30	1.050	1 4E+20	3 79	9.94
			全体	00	00	4 4 4 0	4 85E+20	0.70	0.01
		Mandaza & Eukuwama(1996)	ᆂᅏ			12 200	3 4E+20	4.00	0.72
		Fukao & Furumoto(1975)		170	50	8 500	4 20E+20	1 10	1.70
	1940積丹半島沖地震	Sataka(1996)		100	25	3 500	2 40E+20	1.10	3.20
	1064 田 庙 半 自 油 地 雪	Eukas & Eurometa(1075)		50	20	1,000	2.40L+20	1.00	3.50
	1904 另此十岛/干地层	Vemeneke & Kikushi(2002)		30	20	0 000	4.30E+19	6.00	3.00
				<u> </u>		0,000	1.00E+21	0.00	2.90
	2002十勝沖					22,400	2.90E+21	3.90	2.11
千島海溝	2003 ////	Koketsu et al.(2004)				12,000	2.20E+21	7.00	0.50
		I anioka et al.(2004)				9,600	1.00E+21	/.60	2.59
	1000 1 5814	Y agi(2004)				22,100	1./UE+21	3.05	1.26
	1968十勝冲	Nagai et al.(2001)				31,200	3.50E+21	4.00	0.11
D +~#		I anioka et al.(1996)		<u> </u>		9,000	3.10E+20	3.50	0.88
日本海溝	1994ニ陸はるか冲	Nakayama & Takeo(1997)		<u> </u>	<u> </u>	17,000	4.00E+20	3.50	0.44
		Nagai et al.(2001)				15,400	4.40E+20		
相模トラフ	1923関東	Wald & Somerville(1995)				9,100	7.60E+20		2.80
		Kobayashi & Koketsu(2005)			L	9,100	1.10E+21		2.13
		Satake(1993)				59,400	3.90E+21		
	1946南海	Kato & Ando(1997)				54,000	4.00E+21	2.00	0.76
		Tanioka & Satake (2001)				52,650	5.30E+21	6.80	0.81
		Baba et al.(2002)				52,650	4.90E+21	4.60	1.07
		Satake(1993)				48,600	2.00E+21	6.80	1.11
南海トラフ		Kato & Ando(1997)				43,200	2.80E+21	4.00	0.54
171/141 //	1944東南海	Tanioka & Satake (2001)				42,525	2.00E+21	5.00	0.78
		Ichinose et al.(2003)				30,800	2.40E+21	5.00	0.90
		Kikuchi et al.(2003)				11,200	1.00E+21		
	1996/10日向灘	Yagi et al.(1999)				1,032	2.30E+19		
	1996/12日向灘	Yagi et al.(1999)				853	1.50E+19		12.00
	1968日向灘	Yagi et al.(1998)				4,536	2.50E+20	5.00	2.39

表 I.1-3 日本海東縁の既往地震の断層モデルにおけるパラメータ

※日本海東縁は主として佐藤(1989)によった。日本海東縁以外はMurotani et al. (2008)によった
 ※応力降下量の値が示されていない場合は、【Δσ=Mo/16*7*π^{3/2}/S^{3/2}】により算出
 ※複数のセグメントに区分されている場合は、全体の面積と地震モーメントを算出。セグメントの番号は便宜的に区分したもの。

② 妥当性チェックのための地震津波事例の選定

日本海海域における活断層の活動によるものと考えられる既往の歴史地震津波(ロシア連邦沿海 地方沿岸及び朝鮮半島東岸を含む)の波源にかかわる想定断層モデルについて、文献、国や自治体 の被害想定報告、原子力施設の安全審査等を含む資料を収集し、整理した。 地震および津波の事例をそれぞれ地震編・津波編としてそれぞれまとめた。

【津波編】

地震津波の事例と規模を整理するため、日本海で発生した主な地震津波について取り扱った文献を 収集し、表 I. 2-1 にまとめた。収集した文献のうち表 I. 2-1(c)、(d)は、表 I. 2-1(a)、(b)の資料に 取りまとめられていた資料、もしくは、地震断層に関連する資料である。収集した文献を用いて、684 年から 1996 年までの間に日本海で発生した津波の諸元を表 I. 2-2 に整理した。

表 I.2-1(a) 日本海で発生した地震・津波に係る参考文献:原著論文・著書・総説・報告書

文献 番号	地震名/地 域	著者	タイトル	出版元・発行所	出版日	キーワード
1	-	渡辺偉夫	日本被害津波総覧第2版	財団法人東京大学出 版会	1998年2月	既往地震・津波、地盤変動(海底)、痕跡高、津波伝播図
2	北 海 道 南 西沖地震	土木学会耐需工学委員会 編	1993年北海道南西沖地震震害調査報告: 震害調査シリーズ3	社団法人土木学会	1997年2月	既往津波、打ち上げ高、津波高、被害、地盤構造、地盤 の被害
3	北 海 道 南 西沖地震	-	平成5年北海道南西沖地震に関する緊急 研究成果報告書	科学技術庁研究開発 局	1994年7月	地盤変動、断層モデル、潮汐記録、遡上高、津波高、津 波伝播図、ソリトン波
4	北 海 道 南 西沖地震	高山知司 他	港湾技研資料 1993 年北海道南西沖地震 津波の特性と被害	運輸省港湾技術研究 所	1994年6月	断層モデル、遡上高、検潮記録、津波到達時刻、津波高
5	北 海 道 南 西沖地震	石山裕二	平成5年北海道南西沖地震・津波とその 被害に関する調査研究	自然災害総合研究班	1994年3月	被害、打ち上げ高、浸水高、津波伝播図、津波到達時間
6	日本海中 部地震	土木学会日本海中部地震震 害調査委員会 編	1983年日本海中部地震震害調查報告書	社団法人土木学会	1986年10月	既往地震・津波、余震、破壊過程、地震モーメント、断 層モデル、津波伝播図、津波高
7	日本海中 部地震	秋田県総合地震対策研究会 編	昭和 58 年(1983 年)日本海中部地震の記 録 : 被災要因と実例	秋田県	1984年12月	地盤変動分布、既往地震、断層モデル、津波到達時間、 津波伝播図、痕跡
8	日本海中 部地震	乗富一雄	1983年日本海中部地震による災害の総合 的調査研究	自然災害科学総合研 究班	1984年3月	波源モデル、津波高、津波伝播図、痕跡
9	日本海中 部地震	青森県土木部河川課 編	1983・5・26 日本海中部地震の記録 : 公 共土木施設等被災写真集	青森県土木部河川課	1983年12月	津波高、遡上高、潮位観測
10	_	羽鳥徳太郎、片山通子	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 Vol52 pp49-70	地震研究所、東海大 学海洋学部	1977年4月	既往津波、津波高、津波伝播図
11	新潟地震	気象庁 編	昭和 39 年 6 月 16 日新潟地震調査報告: 気象庁技術報告第 43 号	気象庁	1965年5月	既往地震・津波、津波伝播、検潮記録
12	新潟地震	運輸省港湾局第一港湾建設 局港湾技術研究所 編	新潟地震津波調査報告	運輸省港湾技術研究 所	1964年8月	津波高、津波伝播図、検潮記録、痕跡高、浸水範囲
13	若狭湾岸	羽鳥徳太郎	歴史津波からみた若狭湾岸の津波の挙動	歴史地震, No.25, pp75-80	2010	若狭湾、既往津波、津波高、伝播図、検潮記録、活断層

表 I.2-1(b) 日本海で発生した地震・津波に係る参考文献: Web サイト

文献 番号	地震名/地 域	公開元	タイトル	URL	公開日	キーワード
14	_	東北大学工学研究科、原子力 安全基盤機構	津波痕跡データベース	http://tsunami3.ci vil.tohoku.ac.jp	2010年	既往津波、痕跡高(CSV データ)

表 1.2-1 (c) 日本海で発生した地震・准波に係る参考又献:者書・総説・報
--

文献番号	地震名/地 域	著者	タイトル	出版元・発行所	出版日	キーワード
15	北海道	北海道総務部機器対策局防 災消防課	津波シミュレーション及び被害想定調 査業務(北海道日本海沿岸) 報告書	北海道総務部機器対策 局防災消防課	2010年3月	津波シミュレーション、地形モデル、津波浸水予測図、 被害想定調査
16	北海道	北海道電力株式会社	泊発電所平成23年度東北地方太平洋 沖地震の知見等を踏まえた原子力施設 への地震動及び津波の影響に関する安 全性評価 地質調査結果報告書	北海道電力株式会社	2013年1月	岩内堆南方、黒松内低地帯、断層、地質調査(海域・陸 域)、地質構造(海域・陸域)
17	北海道	北海道電力株式会社	平成23年東北地方太平洋沖地震の知見 等を踏まえた原子力施設への地震動及 び津波の影響に関する安全性評価の実 施状況について	北海道電力株式会社		断層分布(海域)
18	北海道	北海道電力株式会社	泊発電所の基準津波について	北海道電力株式会社		泊発電所、歴史津波、文献調査、基準津波、津波シミュ レーション、断層(海域)、地震以外の津波(山体崩壊、 地すべり、斜面崩壊)
19	青森県	青森県県土整備部河川砂防 課	陸奥湾·津軽沿岸 津波浸水想定業務委 託 報告書	青森県県土整備部河川 砂防課	2013年3月	
20	秋田県	秋田県総務部総合防災課	秋田県地震被害想定調査報告書	秋田県総務部総合防災 課	2013年8月	
21	山形県	山形県生活環境部危機管 理・くらし安心局危機管理課	山形県津波浸水域予測図等作成業務 報 告書	山形県生活環境部危機 管理・くらし安心局危 機管理課	2012 年 2 月	
22	新潟県	新潟県防災局	新潟県津波浸水想定調査業務 報告書	新潟県防災局	2012年6月	
23	富山県	富山県知事政策局 防災・危 機管理課	富山県津波調査研究業務報告書(概要版)	富山県知事政策局 防 災・危機管理課	2012年3月	
24	石川県	石川県	石川県津波浸水想定調査 報告書	石川県	2012年3月	
25	福井県	福井県	福井県津波浸水想定調査 報告書	福井県	2012年3月	
26	鳥取県	鳥取県防災局	鳥取県地震防災調査研究報告書	鳥取県防災局		
27	島根県	島根県	島根県地震被害想定調査 報告書	島根県	2012年6月	
28	島根県	日本保全学会津波対策評価 ガイドライン	中国電力(株)島根原子力発電所の津波 対策とその評価および耐震評価	日本保全学会津波対策 評価ガイドライン		根原子力発電所、地震動、海域活断層、宍道断層、880 年出雲地震、津波対策
29	島根県	原子力安全・保安院	島根原子力発電所3号炉 津波の検討	原子力安全・保安院		既往津波、既往津波高、津波シミュレーション、計算水 位時系列、海底活断層、大田沖断層、鳥取沖東部断層、 波源モデル
30	山口県	山口県	第4回山口県地震·津波防災対策検討委 員会	山口県	2013年1月	
31	福岡県	福岡県	津波に関する防災アセスメント 報告書	福岡県	2012年3月	
32	長崎県	長崎県地域防災計画見直し	海溝型地震津波想定に関する報告	長崎県地域防災計画見	2012年3月	

		検討委員会		直し検討委員会		
33	日本海東縁	大竹政和 他	日本海東縁の活断層と地震テクトニクス	東京大学出版会	2002	
34	北海道南西 沖	高田至郎、西浦克敏、上野淳 一、片桐信	北海道南西沖地震調査報告書 (1993 年 7 月 12 日) ~本道各市町の被害と復旧~	神戸大学、神戸大学、 (㈱鴻池組、㈱クボタ	1993年8月	被害(地域別)、復旧
35	日本海中部	秋田県生活環境部消防防災 課 編	日本海中部地震の記録 : 被害概況と応 急対策	秋田県	1984年3月	津波伝播図、痕跡高、浸水海岸、(記述少ない、他の資料 と内容が重複する)
36	新潟地震	新潟市	新潟地震誌	新潟市	1966年11月	痕跡高、浸水範囲(「新潟地震津波調査報告」と重複)
37	新潟地震	土木学会 編	昭和 39 年新潟地震震害調査報告書	社団法人土木学会	1966年5月	地盤変動(海底、地上)
38	新潟地震	佐藤光之助	地質調查所特別報告 第 3 号 新潟地震 調査研究報告	工業技術院地質調査所	1966年3月	地質、平野部の変動、地下水
39	新潟地震	港湾局 編	新潟地震港湾被害報告第2部	運輸省港湾局港湾技術 研究所第一港湾建設局	1965年3月	土質、復旧、余震観測、震害
40	新潟地震	斎藤正夫	新潟地震、火災に関する研究 非常火災 対策の調査研究報告書	消防庁	1964 年度	津波到達時間(記述少ない)、震害
41	_	-	新潟県沿岸における津波堆積物調査の 評価結果について (http://www.tepco.co.jp /nu/kk-np/press_kk/2012/pdf/24042601p.pdf)	東京電力株式会社	2012年4月	津波堆積物、痕跡調査

117

表 I.2-1(d) 日本海で発生した地震・津波に係る参考文献:原著論文・学会発表

文献 番号	地震名/地 域	著者	タイトル	出版元・発行所	出版日	キーワード
42	山形庄内 沖 地 震 (1833)	酒井哲弥	山陰に押し寄せた津波の痕跡を探る: 2012 年度津波堆積物検出調査の結果 報告	島根大学総合理工学 研究科		津波堆積物、痕跡調査
43	天正地震、 寛文地震	-	若狭湾沿岸における天正地震による津 波について	原子力安全・保安院	2012年6月	津波堆積物、津波シミュレーション
44	-		津波堆積物調査			津波堆積物、秋田県沿岸、過去の津波
45	_	ト部厚志	新潟県佐渡市加茂湖および村上市旧岩 船潟における津波堆積物	JPGU Abstract	2013	津波堆積物、日本海、新潟、加茂湖、岩船湯
46	_	仁科健二 他	日本海東縁,北海道南西沖,奥尻島の 沖積低地で認められた複数の津波堆積 物	JPGU Abstract	2013	津波堆積物,日本海東縁,沿岸低地,対比

番	発生西暦	日本暦		震央			規模[※2]		波源域	備考	最大津波高(m)[※1]	文献番
号	年月日	年	東経(度)	北緯(度)	深さ(km)	М	Mt	М				号
1	701 5 12	大宝 1	135.4	35.6		7.0		(2)	若狭湾			2,10
2	850 11 27	嘉祥 3	139.9	39.0		7.0		(2)	山形県沖	出羽地震		2, 7, 10
3	887 8 2	仁和3	138.1	37.5		7.5		(2)	新潟県南部沖			2,10
4	1026 6 16	万寿3				7.6		(3)	島根県益田沖			2
5	1092 11 13	寛治6						2? 羽	新潟県沖			2
6	1341 10 31	興国 2						3? 羽	北海道南西沖(渡 島沖)	津軽十三湖の津波	9(岩木川流域)	2
7	1614 11 26	慶長 19	138.0	37.5		7.7		(2)	新潟県南部沖			2,10
8	1644 9 18	寛永 21	140.1	39.4		6.9		1 羽	秋田県本荘	天保羽後本荘地震		2
9	1694	元禄 7				7.0				出羽・津軽地震		7
10	1662 6 16	寛文 2							近畿地方北部(琵 琶湖西岸付近)	寛文近江・若狭地震、寛文京都 地震(津波の可能性に留意)		13
11	1704	宝永 1				6.9				出羽・津軽地震		7
12	1741 10 13	寛保1				7.5?		3	北海道西方沖			10
13	1762 10 31	宝暦 12	138.7	38.1		7		(1)	新潟県沖			1,10
14	1792 6 13	寛政 4	140	43.75		7.1		2	北海道西方沖(積 丹半島沖)		3(積丹町)	1
15	1793 2 8	寛政 4	139.95	40.85		7.OMJ		1.0羽	青森県西方沖	西津軽地震	3(鯵ヶ沢)	14
16	1799 6 29	寛政 11	136.6	36.6		7.2		1 羽	石川近海	加賀地震	4 (金沢市)	2, 10
17	1804 7 10	文化1	139.95	39.05		7.OMJ	7.7	1.5羽	秋田・山形県境沿 岸	象潟地震	5(象潟)	14
18	1810 9 25	文化7	139.9	39.9		7.0		(-1)	男鹿半島沿岸	(津波の記事はみあたらない)		10
19	1833 12 7	天保 4	139. 25	38.9		7.5MJ	8.1	2.5 羽	山形県沖	鼠ヶ関西方沖地震	8(湯野浜-府屋)	14
20	1834 2 9	天保 5	141.4	43.3		6.4		1 羽	石狩湾	(津波の記事もあるがおそら く誤りだろう)		2
21	1872 3 14	明治 5	132.1	35.15		7.4		(0)	島根沖	浜田地震(津波被害無し)		10
22	1892 12 9	明治 25	136.7	37.1		7.0		(0)	石川県西岸	(小さい津波を目撃)		10

23	1894 10 22	明治 27	139.8	38.9		7.3		-1 羽	山形県			2
24	1898 4 3	明治 31				6.8		-1	山口県見島			2
25	1925 5 23	大正 14				7.0		-1 羽	兵庫県北部			2
26	1927 3 7	昭和 2	135.1	35.6		7.5		(0)	丹後			10
27	1939 5 1	昭和 14	139.52	40.13	0	7.0	6.8	(-1)	男鹿半島沖	男鹿地震		10, 1
28	1940 8 2	昭和 15	139.47	44. 25	10	7.5	7.7	2 羽	北海道西方沖	積丹半島沖地震、神威岬津波	2.9 (利尻島南西部)、3.5 (ロシア 沿岸州テチェック)	14, <i>1</i>
29	1947 11 4	昭和 22	141.02	43.82	0	7.1		(1)	北海道西方沖		2 (利尻島沓形)	10
30	1964 5 7	昭和 39	139.00	40.33	0	6.9	7.1	(-1)	秋田県沖	(津波被害無し)		1,10
31	1964 6 16	昭和 39	139.18	38.35	40	7.6Mw	7.9	2 羽	新潟県沖	新潟地震	5(新潟県桑川)	14
32	1964 12 11	昭和 39	138.93	40.38	40	6.3	6.5	-1	秋田県沖	秋田県沖地震		1
33	1971 9 6	昭和 46	141.38	46.67	0	6.9	7.5	0	樺太南西沖		2(モネロン島セブミノ)	1
34	1983 5 26	昭和 58	139.08	40.35	14	7.9Mw	8.1	3 羽	秋田・青森県沖	日本海中部地震(大陸と日本列 島の間における津波の反射)	10 (秋田県)、5 (韓国ウルルン島)	14
35	1983 6 21	昭和 58	139.00	41.25	6	7.1	7.1	0	青森県西方沖	日本海中部地震の余震		1
36	1993 2 7	平成 5	137.30	37.65	25	6.6Mw	6.7	-0.5 33	能登半島沖			14
37	1993 7 12	平成 5	139.18	42.78	35	7.7Mw	8.1	3.0羽	北海道南西沖	北海道南西沖地震	25(奥尻島)、2(韓国)	14
38	1993 8 8	平成 5	139.88	41.95	24	6.3	6.6	-1	北海道南西沖	北海道南西沖地震の余震		1

※1:最大津波高は 1m 以上かつ文献に記載されている最も大きな値を載せた。

※2:M はマグニチュード (MJ は気象庁、Mw はモーメント)、Mt は阿部の津波マグニチュード、m は津波規模階級(羽は羽鳥、()は今村・飯田)である。

また、日本海海域で発生した主な津波の推定波源分布を図 I.2-1 に示す。本報告では、「特徴的・地 域代表する津波」を抽出するにあたり、最大津波高が 1m 以上の地震津波を表 I.2-2 から 12 事例(番号 6、14、15、16、17、19、28、29、31、33、34、37)挙げ、その震央位置を赤点で示した(図 I.2-2 参照)。



図 I.2-1 日本海で発生した津波の推定波源分布 (1993年北海道南西沖地震震害調査報告: 震害調査シリーズ3より抜粋)

樺太南西沖⁻—33



図 I.2-2 「特徴的・地域代表する津波」として挙げた地震津波 12 事例の震央位置(ドット赤)とそれ以外の震央位置(ドット黒):図中の数字は表 I.2-2 の番号と一致するが震央が不明なものは記載していない。

(1) 妥当性チェックのための地震事例の選定

後述するモデル設定方法並びに断層モデルの検証方法を検討するにあたって、その妥当性を確かめるために参照する歴史地震事例を表 I.2-2 で収集整理した事例の中から1例選定する。

選定にあたり、地震・津波の観測記録のうち、津波の観測記録が地震に比べて少ないことから、まず、 津波の記録があるものを選定し、地震の観測記録を調べ、十分存在するかを確認する。

収集整理した津波事例のうち、検証対象データが他の地震津波より比較的多いことから、次の3事例を 候補とした。

- · 1993 年北海道南西沖地震
- 1983年日本海中部地震
- 1964 年新潟地震

候補の3地震について、文献に記載されている観測値の信頼度や観測範囲と数から本調査の検証に最も 適する既往津波を今年度検討では事例紹介として一つに絞る。適した候補を判断するため、上述した3つ の既往津波の津波伝播図、津波高(痕跡高/遡上高)、津波到達時間、浸水範囲の図表を資料(表 I.2-1) から抜粋し、参考資料:津波事例候補の資料収集にまとめた。また、津波痕跡データベースで整理されて いる痕跡値の数と信頼度の内訳を表 I.2-3にまとめた。ここで、信頼度の定義は1960年チリ地震津波以 前と以降で異なり、今回は1964年新潟地震以降を検討するため、チリ地震津波以降の信頼度の分類を示す (表 I.2-4 参照)。

表 I.2-3 から、日本海中部地震は痕跡値が多く信頼度も高いことがわかる。そのため、津波の観測記録 からは、1983年日本海中部地震を断層モデル設定方法並びに断層モデルの検証方法の妥当性を確認する歴 史地震事例に選定した。

地震名	信頼度 A-B	信頼度 C-D	信頼度 Z	合計
1993年 北海道南西沖地震	504	157	249	910
1983年 日本海中部地震	876	226	531	1633
1964年 新潟地震	122	92	152	366

表 I.2-3 津波痕跡データベースで整理されている痕跡地の数と信頼度の内訳

А	信頼度大なるもの	古文書・郷土史等に記載され、痕跡の場所を現在でも確認				
		でき、しかも近年になって測量されて高さの確定されたも				
		\mathcal{O}				
В	信頼度中なるもの	古文書・郷土史等に記載され、痕跡の場所を現在でも確認				
		できるが、近年の再測量のなされていないもの				
С	信頼度小なるもの	古文書等に記載、或いは言い伝えられてはいるが、字名、				
		集落名などにとどまり、到達地点を確かめることのできな				
		いもの				
D	参考値にとどまるもの	古文書等の関連現象・被害の記述から推測されたもの				
Х	全く信頼できないもの	・明らかに引用の間違い、記載間違いであるもの				
		・利用すべきでないもの、除外すべきもの				
		・歴史津波の場合で、古文書史料などの精査により文献				
		信頼度を×と判定したもの				
Ζ	カタログ作成の元にな	・カタログ類と分類された場合				
	った原文献に戻って判	・その地区(かなり広い範囲)の値を総括した値と思わ				
	定すべきもの	れるもの				
	重複	・痕跡データベースに登録された別の文献からの孫引き				
		(同じ地点の値が重複)				
	浸水計算の確認に利用	・高さに関する記述ではないため、痕跡信頼度(A, B, C,				
	できる定性的な情報	D 及び X) を評価しようがないが、遡上位置、範囲に関				
		する記述など、浸水計算結果(浸水の有無)の確認に利				
		用できる定性的な情報。				

表 I.2-4 痕跡高の信頼度分類(A-D:1960年チリ地震津波以降、X-Z:暫定) [津波痕跡データベースの用語集から抜粋]

(2) 選定した日本海中部地震の津波痕跡記録の整理

選別した 1983 年日本海中部地震の痕跡高の整理を行った。

整理にあたり、津波痕跡データベース[2014年1月29日閲覧]のデータを基本とし、表 I.2-1 で紹介した参考文献を確認し、データベースと異なる地点で観測された痕跡高がある場合に追記した。「1983年日本海中部地震震害調査報告書」の一部のデータについて追加し、他の参考資料は、津波痕跡データベースですでに精査されていた。

津波痕跡データベース[2014年1月29日閲覧]に追加した痕跡値を図 I.2-3に、痕跡高を図 I.2-4にプロットした。痕跡高は下限値と上限値を持つが、ここでは T.P.基準に補正した上限値かつ 0m より大きな値のみを抽出した。また、津波痕跡データベースに整理されている痕跡高の信頼度は精査中を除いた A から D までと Z を採用した(図 I.2-5)。

参考文献[1983年日本海中部地震震害調査報告書]に記載されている痕跡値のうち、北海道の痕跡値は津 波痕跡データベースにも信頼度を付したデータとして記載されているが、青森県から山形県までの痕跡値 は精査中となっている。また、新潟県以南はデータが無く、今後、津波痕跡データベース[2014年1月29 日閲覧時点]に入力されるものと思われる。そのため、新潟以南のデータについて追記した。

プロットした観測点の数は津波痕跡データベースの 1633 地点(表 I. 2-3)と参考文献の 52 地点で、合計 1685 地点となり、全体に占める信頼度の割合 A-B:54%、C-D:14%、Z:32%となった。整理した痕跡高は、GIS データとして整理した。



図 I.2-3 1983 年日本海中部地震における津波痕跡の位置(黒点:1津波痕跡データベース、赤点:1983 年 日本海中部地震震害調査報告書に記載されている地点(データベースとの重複地点以外)


図 I.2-4 図 I.2-3 でプロットした地点の痕跡高



図 I.2-5 津波痕跡データベースから取得した1983年日本海中部地震における津波痕跡値の信頼度(1983 年日本海中部地震震害調査報告書の地点は、参考値)

日本海側で発生した地震の一覧を表 I.2-5 に示す。

マグニチュード 最大震度 地震名 1964 年新潟地震 5 7.5 (新潟、長岡、仙台) 1983年日本海中部地震 7.7 5 (秋田、深浦、むつ) 1993年北海道南西沖地震 7.8 6 (奥尻島) 5 1993年能登半島沖地震 6.6 (輪島) 6強 2000 年鳥取県西部地震 7.3 (日野、境港) 2004年新潟県中越地震 7 6.8 (川口) 7.0 6弱 2005 年福岡県西方沖地震 (福岡、前原) 2007年能登半島地震 6.9 6 強 (穴水、輪島、七尾) 2007年新潟県中越沖地震 6.8 6 強 (柏崎、長岡、刈羽、長野県飯綱)

表 I.2-5 日本海側で発生した地震の一覧(気象庁による)

(1) 妥当性チェックのための地震事例の選定

モデル設定方法および検証方法を検討するにあたって、その妥当性を確かめるために参照する歴史地震の 事例を表 I.2-5 より選択する。選択する事例については、地震動に関わる資料と津波に関わる資料の双方が 利用できることを勘案する。その結果、地震動シミュレーションの妥当性をチェックするための検証対象デ ータが比較的多い下記の事例を候補とする。

- 1) 1993 年北海道南西沖地震
- 2) 1983年日本海中部地震
- 3) 1964 年新潟地震

(2) 検証対象データ

1) 1993 年北海道南西沖地震

1993年北海道南西沖地震の諸元を表 I.2-6 に示す。

発震時刻	1993 年 7 月 12 日 22 時 17 分
7日/氏/ 17/1	
震央	東経 139°12′、北緯 42°47′
深さ	約 34km
マグニチュード	7.8

表 I.2-6 北海道南西沖地震の諸元(気象庁による)

各地の震度を表 I.2-7 に示す。また、震度の分布を図 I.2-6 に示す。なお、奥尻島では気象官署がないので震度は発表されていないが、北海道南西沖地震調査報告書(1993)によれば、震度6程度と推測されている。

表 I.2-7 各地の震度(気象庁による)

震度	地名
5	寿都、江差、深浦、小樽
4	青森、函館、むつ、室蘭、倶知安、苫小牧
3	秋田、八戸、札幌、岩見沢、留萌、羽幌、帯広
2	新庄、酒田、盛岡、浦河、旭川、稚内
1	小名浜、新潟、山形、仙台、大船渡、宮古、広尾、釧路、網走、雄武

地震が発生した日本海沿岸は、太平洋側に比べて地震の発生頻度はかなり小さい領域であるが、過去には 被害の大きな地震がいくつか発生している。図 I.2-7 に過去に日本海周辺で発生した地震と地殻構造を示す。 ユーラシアプレートと北米プレートの境界上に地震が多く発生していることが分かり、1993 年北海道南西沖 地震もこのプレート境界上で発生したと推測できる。

表 I.2-8 には北海道の日本海沿岸で過去に発生した地震の被害一覧を示す。地震のマグニチュードや地震 による被害を見ても、1993 年北海道南西沖地震が最大規模の地震であったことが分かる。

最大加速度分布を図 I.2-8 に示す。図 I.2-9 には震度 5 を記録した北海道・寿都における加速度地震波 形、図 I.2-10 には加速度応答スペクトルを示す。



図 I.2-6 北海道南西沖地震の震度分布図(北海道南西沖地震調査報告書より引用)



図 I.2-7 北海道西部沿岸の過去の被害地震と地殻構造(北海道南西沖地震調査報告書より引用)



図 I.2-8 北海道南西沖地震の最大加速度分布(北海道南西沖地震震害調査報告より引用)

表 I.2-8 北海道の日本海沿岸の過去の地震の被害一覧(北海道南西沖地震調査報告書より引用)

No.	発生年月日	震央位置	マク゛ニ チュート゛	被害概要
2	1635 3.11	北海道南西沖	-	松前で強震,火災
5	1741 8.29	渡島大島	6.9	津波は渡島半島西岸を襲い、北海道で死 者1467、流出家屋729、同破損33、非住家流
				出29,船舶破損1521、熊石以北にも相当
				の被害があった。
9	1792 6.13	北海道西方沖	6.9	忍路で港頭の岸壁崩れ、沿岸の夷船漂流
				出漁中の夷人5名溺死。美国で若干溺死
35	1910 9.8	北海道北西沖	5.9	留萌町河岸低地·鬼鹿·苫前·羽幌·初山別
				天売・焼尻で陶器・びん類の破損あり。
				鬼鹿村小椴子で住家破損 3, 苫前村幌内
				付近晃徳寺で鴨居脱落。
40	1918 5.26	北海道北西沖	6.0	留萌郡鬼鹿村で商品転倒及び家屋土蔵に
		(留萌沖)		軽微な被害あり。
49	1940 8.2	北海道北西沖	7.5	死者10,住家の全壊・流出26と日本海側の
		(積丹半島沖)		地震としては、希にみる大地震であった
				震源から遠かったため地震被害は小さか
				ったが、大津波による被害が大きく最大
				波高は利尻島で3mであった。
50	1947 11. 4	北海道西方沖	6.7	小舟破損、漁具の被害などがあった。
				津波あり(利尻島で2m)。
54	1953 7.14	檜山支庁中部	5.1	熊石付近で地すべり等の被害あり。
		(熊石付近)		
58	1959 11. 8	北海道西方沖	6.2	小樽で変電所等に軽微な被害。



における加速度地震波形 (北海道南西沖地震調査報告書より引用)





における加速度応答スペクトル (北海道南西沖地震調査報告書より引用) 1983年日本海中部地震の緒元を表 I.2-9に、各地の震度を表 I.2-10に、震度の分布を図 I.2-11に示す。

衣 1.2 9 1900 中日 个 做中即地展り胡儿(X1家儿)						
発震時刻	1983年5月26日11:59:57.5					
震央	東経 139°4.4'、北緯 40°21.6''					
深さ	14km					
マグニチュード	7.7 ± 0.2					

表 I.2-9 1983 年日本海中部地震の諸元(気象庁)

表 I.2-10 各地の震度(気象庁による)

震度	都道府県	地。 名
5	青森県	深浦町深浦、むつ市金曲
	秋田県	秋田市山王
4	北海道	渡島森町上台町、檜山江差町姥神
	青森県	青森市花園、八戸市湊町(旧)
	岩手県	盛岡市山王町
	山形県	酒田市亀ヶ崎(旧)
3	北海道	函館市美原、俱知安町南1条、室蘭市山手町(旧)、帯広市東4条
	岩手県	宮古市鍬ヶ崎、大船渡市大船渡町
	宮城県	仙台宮城野区五輪
	福島県	福島市松木町
	新潟県	上越市大手町、新潟中央区幸西、佐渡市相川三町目(旧)
	石川県	輪島市鳳至町
2	北海道	札幌中央区北2条、小樽市勝納町、寿都町新栄(旧)、留萌市大町(旧)、 苫小牧市しらかば、浦河町潮見(旧)
	福島県	白河市郭内、いわき市小名浜、会津若松市材木町(旧)
	群馬県	前橋市昭和町
1	北海道	岩見沢市5条、旭川市8条通、羽幌町南3条、網走市台町、広尾町 並木通、釧路市幣舞町(旧)
	宮城県	石巻市泉町
	石川県	金沢市西念
	茨城県	水戸市金町(旧)
	埼玉県	熊谷市桜町
	千葉県	館山市長須賀(旧)
	神奈川県	横浜中区山手町
震度	都道府県	地 名
1	福井県	福井市豊島、敦賀市松栄町
	長野県	長野市箱清水、諏訪市湖岸通り

静岡県	三島市東本町(旧)
兵庫県	豊岡市桜町(旧)
鳥取県	米子市博労町(旧)
島根県	隠岐の島町西町(旧)



日本地震被害総覧では、気象庁震度を基に、コンターラインを引いている(図 I.2-12)。これを見ると、 秋田県から青森県の日本海沿岸を中心に震度階 5、同心円に広がるように北海道、山形沿岸が震度階 4 と距 離が遠くなるにつれて、震度が小さくなっており、特に異常震域はないことが分かる。



また、1983年日本海中部地震被害調査報告書(土質工学会 東北支部)では、アンケート調査による震度分 布が示されている(図 I.2-13)。その調査には、秋田県を対象として約 11,000 部のアンケートを配布し、 その回収結果より各市町村ごとの行政区域での平均震度を算出している。



図 I. 2-13 秋田県 震度分布 (1983 年日本海中部地震被害調査報告書より引用)

本地震では、運輸省(当時)の港湾地域強震観測網の観測点をはじめ、各地で多くの強震記録が得られた。 以下、加速度型の強震計により強震記録の得られた、観測点及びそれらの観測点における最大振幅値を図 I.2-14、表 I.2-11 にまとめた。



N	#1 311 上	最大加	速度 (cm,	/sec²)	最大	速度 (cn	n/sec)	最大	、変位	(cm)	34,685-64,301-35	50. 99 Lik no	文献
140.	1976 (四) 黒	NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD	强展訂型式	設直機関	番号
1	不老不死温泉	224	150	135	17	14	- 8	7	9	6	SMA1	電力中央研究所	3)
2	八郎潟正面堤	200	162	204	74	51	12	33	21	4	SMAC-B	土木研究所	2)
3	秋 田 港	219	235	54	28	25	9	12	11	4	SMAC-B2	港湾技術研究所	1)
4	津軽大橋(地盤)	270	245	180							SMAC-D	土木研究所	4)
5	七 峰 橋(地盤)	275	260	88							SMAC-B2	4	4)
6	弘 前 大 学	158	141	67	20	12	13	8	6	4	OKI-WS	弘前大学理学部	3)
7	浪岡ダム(地盤)	130	80									東北農政局	3)
8	青森港	121	168		22	29		8	12		SMAC-B2	港湾技術研究所	1)
9	上鳥崎橋(地盤)	128	125	50							SMAC-Q	土木研究所	4)
10	函館港	59	59	44	12	14	7	7	7	3	ERS-C	港湾技術研究所	1)
11	姉ケ崎	119	110	63		_						日本国有鉄道	3)
12	宝 風 橋(地盤)	50	42	25							SMAC-Q	土木研究所	4)
13	酒 田 港	39	52	18	8	9	4	6	6	3	SMAC-B2	港湾技術研究所	1)
14	雄 平 橋(地盤)	27	35	12							SMAC-B2	土木研究所	4)
15	湯田ダム(地盤)	72	59	52							電磁式	*	4)
16	八戸港	23	24	14	6	6	3	4	4	2	SMAC-B2	港湾技術研究所	1)
17	室蘭港	40	30	14	3	2	1	1	2	1	SMAC-B2	*	1)
18	鳴子ダム(地盤)	6	71	8							電磁式	土木研究所	4)
19	大 船 渡 港	6	6	4							SMAC-B2	港湾技術研究所	1)
20	宮 古 港	8	8	3							SMAC-B2	4	1)
21	礼幌IC	19	20	20								土木研究所	4)
22	小樽港	6	6	5							SMAC-B2	港湾技術研究所	1)

表 I.2-11 東北地方 強震記録観測点における最大振幅値 (1983年日本海中部地震被害調査報告書より引用)

(土木研究所の水平成分はN-S, E-W 方向に設置されてないが,ここでは、便宜上HAをN-S, HBをE-Wとした。)

3) 1964 年新潟地震

1964年新潟地震の諸元を表 I.2-12 に示す。

発震時刻	1964年6月16日13時01分39.9秒±0.1秒
震央	東経 139°11′±00′、北緯 38°21′±00′
深さ	約 40km
マグニチュード	7.5 ± 0.2

表 I.2-12 新潟地震の諸元(気象庁による)

各地の震度を表 I. 2-13 に示す。また、震度の分布を図 I. 2-15 に示す。

表 I.2-13 各地の震度(気象庁による)

震度	地名
6	鶴岡
5	新潟、相川、酒田、仙台
4	輪島、高田、永野、前橋、柿岡、小名浜、白河、福島、山形、石巻、水沢、盛岡、
	秋田
3	富山、松本、追分、甲府、秩父、熊谷、宇都宮、東京、横浜、御前崎、大船渡、
	宮古
2	金沢、松代、飯田、船津、三島、銚子、水戸、青森
1	豊岡、剣山、福井、彦根、津、高山、静岡、宮崎、八戸、函館、森、室蘭、帯広

(参考のため気象庁震度階と国際的に用いられている MM 震度階との対比が示されている)



図 I.2-15 1964 年新潟地震震度分布図(新潟地震震害調査報告より引用)

1964 年新潟地震における震央距離と震度の関係を図 I. 2-16 に示す。なお、図 I. 2-16 には比較のため、 1964 年新潟地震以外の既往の地震についても並べて示されている。図 I. 2-16 より、1964 年新潟地震におけ る震央距離と震度の関係は、概ね 1923 年大正関東地震や 1948 年福井地震と同じ傾向にあることが確認され る。



図 I.2-16 震央距離と震度の関係(新潟地震震害調査報告より引用)

本地震では川岸町の県営アパートの地階と屋上で加速度記録が計測されている。その記録の最大加速度を **表 I. 2-14** に、また、時刻歴波形を図 **I. 2-17** に示す。

	EW 成分 (gal)	NS 成分(gal)
地階(SMAC型)	159	155
屋上 (DC 型)	150	184

表 I.2-14 最大加速度(川岸町アパート)

(新潟地震震害調査報告より引用)



図 I.2-17 1964 年新潟地震加速度記録(新潟地震震害調査報告より引用)

③ 津波予測計算用地形データの作成

検証方法の妥当性を評価するための津波予測計算に必要となる海底及び沿岸の地形データを作成した。 波源域から沿岸域までを一括して計算するため、外洋から陸域に近づくほど細かい格子間隔となるよう に1:3の割合で計算格子を細分化する方法によって地形モデルを構成し、外洋部から1350m、450m、150m、 50mの空間格子間隔となるように設定した。基礎データとしては、以下の資料を利用した。

資料名	最小メッシュのデータの範囲と	発行年等				
	各領域のメッシュサイズおよび					
	座標系					
日本海の津波調査業務	・北海道オホーツク海~山口県の沿岸	平成 19 年 3 月				
(中央防災会議)	・1350m、450m、150m、50m メッシュ					
	・東経 139°を中心とした UTM 座標 (平成 12 年					
	測量法改正前の旧測地系)					
津波に関する防災アセスメ	・福岡県沿岸	平成 24 年 3 月				
ント調査(福岡県)	・2430m、810m、270m、90m、30m、10m メッシュ					
	・平面直角座標系 I 系(世界測地系)					

表 I.3-1 地形モデル作成のための基礎データ一覧

データの作成に当たっては、UTM 座標(53帯)を採用した。測地系は、世界測地系である。また、データの取扱いの便を考え、擬東経+500,000m を与えた。収集した地形データに対して、データ補間を行った。 データ補間法としては、収集データから TIN(Triangulated Irregular Network:三角形不規則網)を作成し、線形補間により各計算格子に対して格子中心での標高を与える方法を用いた(図 I.3-1 参照)。



図 I.3-1 TIN 法の概念図

作成した格子間隔ごとの領域数は以下のとおりである。

- 1350m メッシュ領域 :1領域
- 450m メッシュ領域 :9 領域
- 150m メッシュ領域 : 23 領域
- 50m メッシュ領域 :55 領域

各領域のUTM53帯における位置、およびメッシュ数を表 I.3-2~表 I.3-5に示す。各領域の位置は、領域の南西端及び北東端の位置を示している(図 I.3-2参照)。図 I.3-3(1)~図 I.3-4(4)に各領域の位置 図を示す。また、表中には、上位接続エリアのエリア No.のほか、各領域の最大水深および計算格子間隔 に対する計算の安定条件となる計算時間間隔Δt を参考値として示した。

$$\Delta t \le \frac{\Delta x}{\sqrt{2gh_{\max}}} \tag{1}$$

ここに、 Δt は計算時間間隔、 Δx は計算格子間隔、 h_{max} は最大水深、gは重力加速度である。なお、 実際に計算を行う場合は、数値誤差や現象の非線形性が介在するため、計算時間間隔は余裕をもって小さ く設定する必要がある。

エリアNo.	メッシュサイズ (m)	南西端の位置		北東端の位置		メッシュ個数		上位接続 エリア	最大水深	安定条件
		X座標(m)	Y座標(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X方向(個)	Y方向(個)	エリアNo.	(m)	∠lt(s)
1350-01	1,350	-465,750	3,298,050	1,424,250	5,768,550	1,400	1,830		-9697	3.09

表 I.3-2 1350m メッシュ領域の位置およびサイズ等

エリアNo.	メッシュサイズ (m)	南西端の位置		北東端の位置		メッシュ	ュ個数	上位接続 エリア	最大水深	安定条件
		X座標(m)	Y座標(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X方向(個)	Y方向(個)	エリアNo.	(m)	∠]t(s)
0450-01	450.0	935,550	4,870,800	1,362,150	5,170,500	948	666	1350-01	-3532	1.70
0450-02	450.0	827,550	4,768,200	1,111,050	5,170,500	630	894	1350-01	-3705	1.66
0450-03	450.0	797,850	4,509,000	1,067,850	4,868,100	600	798	1350-01	-3717	1.66
0450-04	450.0	818,100	4,357,800	1,088,100	4,708,800	600	780	1350-01	-3701	1.66
0450-05	450.0	747,900	4,095,900	977,400	4,471,200	510	834	1350-01	-3178	1.80
0450-06	450.0	580,500	4,025,700	939,600	4,284,900	798	576	1350-01	-2745	1.93
0450-07	450.0	448,200	3,898,800	756,000	4,217,400	684	708	1350-01	-3024	1.84
0450-08	450.0	249,750	3,877,200	619,650	4,133,700	822	570	1350-01	-2769	1.93
0450-09	450.0	37,800	3,732,750	383,400	4,045,950	768	696	1350-01	-2026	2.25

表 I.3-3 450m メッシュ領域の位置およびサイズ等

表 I.3-4 150m メッシュ領域の位置およびサイズ等

	メッシュサイズ	南西端	南西端の位置		北東端の位置		ュ個数	上位接続 エリア	最大水深	安定条件
Т Л Г N O .	(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X方向(個)	Y方向(個)	エリアNo.	(m)	∐t(s)
0150-01	150	1,219,050	4,896,000	1,345,050	4,993,200	840	648	0450-01	-2455	0.68
0150-02	150	1,119,150	4,892,850	1,258,650	5,002,650	930	732	0450-01	-1659	0.83
0150-03	150	1,043,550	4,939,200	1,161,450	5,066,100	786	846	0450-01	-153	2.73
0150-04	150	941,400	4,988,250	1,082,700	5,125,050	942	912	0450-02	-815	1.18
0150-05	150	965,250	4,881,150	1,060,650	5,010,750	636	636 864		-560	1.43
0150-06	150	947,250	4,785,300	1,051,650	4,911,300	696	696 840		-815	1.18
0150-07	150	900,000	4,733,550	1,035,900	4,860,450	906	846	0450-03	-2366	0.69
0150-08	150	836,550	4,647,600	949,950	4,766,400	756	792	0450-03	-3700	0.55
0150-09	150	835,200	4,572,450	939,600	4,706,550	696	894	0450-03	-3705	0.55
0150-10	150	891900	4516200	1059300	4660200	1,116	960	0450-04	-1910	0.77
0150-11	150	873,900	4,391,550	960,300	4,566,150	576	1,164	0450-04	-2660	0.65
0150-12	150	870,300	4,294,350	952,200	4,432,050	546	918	0450-05	-1620	0.84
0150-13	150	825,750	4,189,050	929,250	4,318,650	690	864	0450-05	-800	1.19
0150-14	150	751,050	4,098,600	906,750	4,278,600	1,038	1,200	0450-06	-2010	0.75
0150-15	150	641,700	4,059,900	794,700	4,176,900	1,020	780	0450-06	-1809	0.79
0150-16	150	614,250	4,061,250	731,250	4,209,750	780	990	0450-06	-2251	0.71
0150-17	150	565,200	3,966,300	672,300	4,100,400	714	894	0450-07	-1257	0.95
0150-18	150	479,700	3,917,700	607,500	3,994,200	852	510	0450-07	-319	1.89
0150-19	150	376,200	3,917,700	499,500	3,989,700	822	480	0450-08	-826	1.17
0150-20	150	270,900	3,900,150	392,400	4,037,850	810	918	0450-08	-1251	0.95
0150-21	150	190,800	3,833,550	314,100	3,947,850	822	762	0450-09	-212	2.32
0150-22	150	89,100	3,791,700	228,600	3,886,200	930	630	0450-09	-143	2.82
0150-23	150	64,350	3,738,150	147,150	3,829,050	552	606	0450-09	-127	3.01

エリアNo.	メッシュサイズ	南西端	の位置 北東端の位置		の位置	メッシ.	ュ個数	上位接続	最大水深	安定条件
	(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X方向(個)	Y方向(個)	エリアNo.	(m)	∐t(s)
0050-01	50	1.292.100	4.916.400	1.336.800	4.972.200	894	1.116	0150-01	-2011	0.25
0050-02	50	1.237.200	4.901.400	1.298.100	4,938,600	1.218	744	0150-01	-912	0.37
0050-03	50	1 183 800	4 911 000	1 245 000	4 949 700	1 224	774	0150-02	-341	0.61
0050-04	50	1 131 150	4 929 450	1 186 650	4 966 350	1 1 1 0	738	0150-02	-130	0.98
0050-05	50	1 094 250	4 956 300	1 140 450	5 009 400	924	1 062	0150-03	-131	0.98
0050-06	50	1 053 000	5 004 600	1 104 600	5 051 400	1 032	936	0150-03	-103	1 11
0050-07	50	1.007.700	5.036.400	1.066.800	5.082.600	1,182	924	0150-04	-114	1.05
0050-08	50	959,100	5.004.000	1.003.800	5.062.800	894	1.176	0150-04	-502	0.50
0050-09	50	1.001.250	4,998,450	1.044.450	5.060.250	864	1.236	0150-04	-118	1.03
0050-10	50	1.010.100	4.944.750	1.047.300	5.008.350	744	1.272	0150-05	-91	1.18
0050-11	50	993.300	4.894.200	1.045.200	4.948.800	1.038	1.092	0150-05	-337	0.61
0050-12	50	985,200	4.841.400	1.041.600	4.899.000	1,128	1.152	0150-06	-380	0.57
0050-13	50	980,100	4.791.150	1.027.500	4.849.950	948	1.176	0150-06	-344	0.60
0050-14	50	925,500	4.792.950	985.200	4.825.650	1,194	654	0150-07	-600	0.46
0050-15	50	917,400	4.741.950	957.600	4,799,850	804	1.158	0150-07	-921	0.37
0050-16	50	884 100	4 687 200	925 800	4 748 700	834	1 2 3 0	0150-08	-2992	0.20
0050-17	50	855 000	4 655 700	885,000	4 695 900	600	804	0150-08	-3210	0.19
0050-18	50	886 800	4 634 700	934 200	4 690 200	948	1 1 1 0	0150-09	-1420	0.29
0050-19	50	854,250	4.595.550	872.850	4.613.850	372	366	0150-09	-2093	0.24
0050-20	50	892 500	4 580 700	911 100	4 599 300	372	372	0150-09	-1375	0.30
0050-21	50	905,700	4.588.950	948.000	4.637.550	846	972	0150-10	-1420	0.29
0050-22	50	933 900	4 604 100	985 800	4 652 400	1 038	966	0150-10	-230	0.74
0050-23	50	981 900	4 589 550	1 044 600	4 651 950	1 254	1 2 4 8	0150-10	-496	0.50
0050-24	50	968 100	4 531 650	1 030 800	4 594 050	1,254	1,248	0150-10	-193	0.81
0050-25	50	932 100	4 539 000	969 900	4 591 500	756	1 050	0150-10	-440	0.53
0050-26	50	898 200	4 489 350	952 800	4 542 450	1 092	1 062	0150-11	-1910	0.25
0050-27	50	889,950	4.446.750	933,750	4,493,550	876	936	0150-11	-944	0.36
0050-28	50	891 900	4 404 750	940 200	4 466 550	966	1 2 3 6	0150-11	-777	0.40
0050-29	50	905,700	4.357.500	942,300	4.417.200	732	1,194	0150-12	-440	0.53
0050-30	50	888,450	4.299.300	929.850	4.359.300	828	1.200	0150-12	-468	0.52
0050-31	50	860.850	4.243.950	918,750	4.303.050	1.158	1.182	0150-13	-620	0.45
0050-32	50	840.600	4,193,550	896,700	4.247.850	1.122	1.086	0150-14	-158	0.89
0050-33	50	772.800	4,180,200	822,600	4.259.700	996	1.590	0150-14	-1647	0.27
0050-34	50	813,750	4.157.700	865.050	4.207.500	1.026	996	0150-14	-520	0.49
0050-35	50	779,700	4.112.700	831.000	4.161.000	1.026	966	0150-14	-1031	0.35
0050-36	50	727.050	4.090.950	785.250	4.129.050	1,164	762	0150-15	-1357	0.30
0050-37	50	672,450	4.064.400	732,150	4.098.300	1,194	678	0150-15	-1075	0.34
0050-38	50	662,400	4,092,750	693,600	4,132,650	624	798	0150-16	-1041	0.34
0050-39	50	657,900	4,181,100	679,500	4,201,200	432	402	0150-16	-198	0.80
0050-40	50	657,600	4,124,250	719,100	4,171,350	1,230	942	0150-16	-1255	0.31
0050-41	50	631.800	4.082.550	663,900	4.143.450	642	1.218	0150-16	-170	0.86
0050-42	50	607.050	4.030,500	670,350	4.098.000	1.266	1.350	0150-17	-389	0.57
0050-43	50	577,950	3.979.800	640.650	4.043.100	1.254	1.266	0150-17	-332	0.61
0050-44	50	542,550	3.922.800	604.650	3.983.400	1.242	1.212	0150-18	-270	0.68
0050-45	50	486,300	3.919.050	547,800	3.965.850	1.230	936	0150-18	-211	0.77
0050-46	50	432.750	3,928.800	490.350	3,959,100	1,152	606	0150-19	-251	0.71
0050-47	50	383.250	3,923.850	436.650	3,955.350	1,068	630	0150-19	-233	0.74
0050-48	50	306.000	3,977.550	363.900	4,030.350	1,158	1,056	0150-20	-200	0.79
0050-49	50	325.200	3,918.600	387.300	3,962.700	1,242	882	0150-20	-200	0.79
0050-50	50	279.900	3,921,150	332.400	3,960.150	1,050	780	0150-20	-180	0.84
0050-51	50	256.500	3,885.750	297.600	3,934.050	822	966	0150-21	-174	0.85
0050-52	50	216.000	3,847.350	261.000	3,898.350	900	1,020	0150-21	-144	0.94
0050-53	50	160.950	3.807.900	223.350	3.863.700	1.248	1,116	0150-22	-111	1.06
0050-54	50	108,750	3.801.450	163.050	3.861.450	1.086	1.200	0150-22	-137	0.96
0050-55	50	88,500	3,741,600	138,300	3,805,800	996	1,284	0150-23	-106	1.09

表 I.3-5 50m メッシュ領域の位置およびサイズ等



0050m メッシュ領域





図 I.3-3(2) 各メッシュ領域の位置図(450m メッシュ領域)

-2m -1m



図 I.3-3(3) 各メッシュ領域の位置図(150mメッシュ領域)



図 I.3-3(3-1) 各メッシュ領域の位置図(150m メッシュ領域)





図 I.3-3(4) 各メッシュ領域の位置図(50mメッシュ領域)



図 I.3-3(4-1) 各メッシュ領域の位置図(50mメッシュ領域)



図 I.3-3(4-2) 各メッシュ領域の位置図(50m メッシュ領域)



図 I.3-3(4-3) 各メッシュ領域の位置図(50m メッシュ領域)





図 I.3-3(4-5) 各メッシュ領域の位置図(50m メッシュ領域)

④ 断層モデルパラメータの不確実性に関する既往研究事例の整理

a) 概要

海域における断層モデルの構築手法の検討においては、必要に応じて不確実性を含んだ断層モデルを構築 することも検討する必要がある。そのため、これまでの研究事例において、海域における断層の位置、走向、 傾斜、すべり角度、すべり量、発生層厚さから決まる断層幅等パラメータを目的に応じて検討した事例を収 集し整理した。

b)対象とする文献

対象とした文献を以下の表にまとめた。

			-			
N o	文献名	発行年	著者			
地震1	「全国を概観した地震動予測地図」報告書	2009	地震調査研究推進本部			
			地震調査委員会			
津波1	原子力発電所の津波評価技術	2002/10	土木学会			
			原子力土木委員会			
津波2	確率論的津波ハザード解析の方法	2011/9	土木学会			
			原子力土木委員会			
津波3	原子力安全基盤調査研究 津波波源モデル	2010年度	(独)原子力安全基盤機構			
	の精度向上に関する研究					

表 I.4-1 不確実さに関するレビューの対象とした文献

c) 整理の方法

該当文献から目的に応じて不確実性を持たせた断層パラメータに対するばらつきの設定方法及び地震動、 津波波高等の結果に与えうる影響を抽出する。そのため、各文献において以下の各項目を整理することとす る。

1)不確実性を持たせた断層パラメータ

2)パラメータのふり幅(最大、最小)及び刻み幅

3) 結果に与えた影響度

4)その他

d) 既往文献事例

i) 地震1 「全国を概観した地震動予測地図」報告

「全国を概観した地震動予測地図」(地震調査推進研究本部地震調査委員会,2009)は、日本全国の地震に よる強い揺れの危険性の評価を確率論的ハザード評価の手法を用いて実施したものであり、日本全国の範囲 で様々な種類の地震を対象としたハザード評価として参考となる既往報告である。以下に、「全国を概観した 地震動予測地図」において不確実性を持たせた断層パラメータとその取扱いについて説明する。

a) 不確実性を持たせた断層パラメータ

「全国を概観した地震動予測地図」では、地震の規模と震源の位置の不確実性の扱いについて、「震源断層 を予め特定できる地震」と「震源断層を予め特定しにくい地震」で区別している。「震源断層を予め特定でき る地震」は長期評価によって震源断層が特定された主要活断層帯で発生する地震や海溝型地震であり、規模 や震源断層の位置を特定してハザード評価を行うが、断層パラメータの不確実性は陽には考慮されていない。 一方で、「震源断層を予め特定しにくい地震」は活断層が知られていないところで発生する内陸の浅い地震や 海溝型の中小地震などであり、地震の一つ一つについて事前に発生場所、規模、発生確率を特定することが 困難であるため、地震群としての特徴を確率モデルで表現している。具体的には、あるマグニチュードの地 震の発生確率を過去の観測記録から推定し、マグニチュード毎の発生確率がb値0.9のG-R則に従うものと 仮定してマグニチュード毎に分配し、発生位置については特定の地域の範囲で空間的に均等な確率で発生す るものとして確率を計算している。

一方で、「全国を概観した地震動予測地図」では、地震動強さを距離減衰式とそのばらつき(標準偏差)を用いて評価しているが、断層のメカニズムやアスペリティ分布などの不確実性が距離減衰式のばらつきの要因のの一つとして扱われている。距離減衰式のばらつきの要因は、大きく次の3つに分けられる。

・サイト特性

·伝播経路特性

·震源特性

ばらつきの要因をそれぞれ定量的に評価することは困難である。そこで、サイト特性によるばらつきの検討 として、2003年十勝沖地震を対象にしたばらつきの定量的検討でサイト補正を行った比較をしている。ここ で「サイト補正」とは、観測地点ごとの観測記録と距離減衰式の推定値との比の平均値を「サイト係数」と して、距離減衰式の推定値から差し引く補正である。サイト補正前のばらつきが常用対数標準偏差で約0.22 であったのに対し、サイト補正後にはばらつきは約0.19となった。震源特性の不確実性に伝播経路特性の不 確実性を加えた結果ではあるが、ばらつきの大きさは常用対数標準偏差で約0.19と評価された。

ii) 津波1 原子力発電所の津波評価技術

土木学会の津波評価部会は平成14年の「原子力発電所の津波評価技術」(以下、土木学会,2002)において、過去に海域で発生した地震に対する調査結果を取りまとめ、震源メカニズムのばらつきの大きさについて検討した上で、震源メカニズムの不確実性が津波計算結果にどの程度の違いを生むかを数値計算によるパラメータスタディを実施して検討した。ここでは、土木学会(2002)の調査結果を整理する。日本海溝一千島海溝及び日本海東縁部で過去に発生した地震の、既存断層パラメータのばらつきについての調査結果を**表 I.4-2**に示す。この結果を踏まえて断層パラメータの範囲を設定し、パラメータスタディを実施している。

表 I.4-2 既存断層パラメータのばらつきの評価結果(土木学会, 2002より抜粋)

海域	海域小区分		萩原マップ	解析対象	データ	走向(°)		すべり方向(゜)		すべり角(゜)		傾斜角(°)	
大区分			海域区分	データ	数	平均	標準記	平均	標準開結	平均	標準礎	平均	標準職
日本海溝• 千島海溝 (南部)	千島海 溝南部	41°N以北	G1	プレート間 逆断層地震 のハーバー ド解	43	222.3	14.1	304.3	10.8			21.7	6.4
	日本海 溝北部	38~41 ° N	G2		29	185.4	12.1	295.0	7.7			16.0	5.7
	日本海 溝南部	35.3∼38°N	G3		14	204.2	13.5	292.3	12.2			21.1	5.1
日本海東縁部	北部	40°N以北	P	断層モデル	6(3)	-2.7	9.6			91.7	11.3	43.3	14.0
	南部	40°N以南 138°E以東	Г		5(3)	25.2	6.3			96.0	13.4	57.0	6.7

(注)・日本海溝および千島海溝(南部)沿い海域では、ハーバード CMT による発震機構解(1976年1月 ~2000年1月に発生した *M*_n6.0以上,深さ 60km 以下の地震)を解析対象とした。

・日本海東縁部では、発震機構解の節面の特定が困難であるため、津波の痕跡高を説明できる断層モデルのパラメータを用いてばらつきを評価した。

・「すべり方向」は、スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。

・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は、走向に対して適用した1枚断層換算のモデル数である。

・日本海東緑部(南部)の新潟地震モデルには Noguera and Abe (1992)を採用している。天保山形 沖地震(1833)は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。

・萩原マップは萩原尊禮編(1991)による。

a)不確実性を持たせた断層パラメータ

断層パラメータの不確実性に関するパラメータスタディ(以下、パラスタと記す)は、次の4つの領域を 対象に行われた。

- ・三陸沿岸(日本海溝沿い)
- ・熊野灘沿岸(南海トラフ沿い)
- 日本海東縁部沿岸
- ·若狭湾沿岸

パラスタの実施手順は次の通りである。まず概略検討として断層の位置を動かしたパラスタを実施して、 対象地域で最も厳しい津波水位の結果が得られる断層位置を特定する。次にその断層位置を基準として傾斜 角・走向・すべり角などの断層パラメータを変えることにより、詳細検討のパラスタを実施する。最後に、 詳細検討において最大となった水位が既往最大の痕跡高を包絡しているか調べ、十分大きな津波を想定でき ているかを考察する。数値計算における基礎方程式には非線形長波理論を用い、計算格子サイズは領域ごと に異なる。

以下では、詳細検討のパラスタについて領域ごとにパラメータのふり幅や結果に与えた影響度について記述する。

ア) 三陸沿岸でのパラスタ

三陸沿岸では図 I.4-1 に示す3つの基準断層モデルを対象に概略検討のパラスタを実施し、その結果領域4の断層を最も南に置いたケースを対象に詳細検討のパラスタを実施した。表 I.4-3 に基準断層の断層パラ
メータを示す。詳細検討では、「上端深さ」「走向」「傾斜角」を対象にして、次の条件でパラスタを実施した。 最小格子サイズは 80m である。

- ・上端深さ :0, 1, 2km
- 傾斜角 : 基準値±5°
- ・走向 :基準値±10°



図 I.4-1 三陸沿岸での基準断層モデルの位置(土木学会, 2002 より抜粋)

領域番号	2	3	4
M_w	8.4	8.3	8.6
$L(\mathrm{km})$	155	210	283
$W(\mathrm{km})$	104	50	50
d (km)	12	1	1
$D(\mathbf{m})$	6.21	9.7	10.1
δ (°)	20	20	45
θ (°)	193	188	188
λ (°)	80	75	270
領域に対応する既 往最大地震津波	1968年	1896年	1933年 1611年

表 I.4-3 三陸沿岸での基準断層パラメータ一覧。詳細検討は領域4で実施。(土木学会, 2002より抜粋)

以上の3パラメータについて、パラメータの変動範囲における最大水位の最大値と最小値の比(Hmax/Hmin)の頻度分布図を図 I.4-2に示す。頻度は全沿岸観測点の結果を加算したものである。

三陸沿岸でのパラスタでは、断層の走向の値が結果に与える影響度が最も大きく、上端深さの値は影響度 が小さかった。3パラメータを全て変えて比較すると、最大で約2.7倍の違いが生じる。



図 I.4-2 三陸沿岸でのパラスタ結果(土木学会, 2002 より抜粋)

イ)熊野灘沿岸のパラスタ

熊野灘沿岸では図 I.4-3 に示す4つの基準断層のセグメントを対象に、セグメントの組合せを変えた概略 検討のパラスタを実施し、詳細検討ではN2とN3の組合せの断層で、N2の断層パラメータ「傾斜角」「走向」 「すべり角」を変化させた。表 I.4-4 に熊野灘の4つのセグメントの断層パラメータを示す。最小格子サ イズは100mである。パラメータの変動範囲は次の通りである。

- ・傾斜角 : 5°, 7.5°, 10°, 12.5°, 15°
- ・走向 :基準値±10°

・すべり角 :基準値±10°

表 I.4-4 熊野灘沿岸における断層セグメントの基準断層パラメータ一覧(土木学会, 2002 より抜粋)

セグメント	M_w	長さ (km)	幅 (km)	すべり 量(cm)	走向 (°)	傾斜 角(°)	すべり 角(°)	断層面 上縁深さ (km)
N1	8.1	120	50	596	193	20	71	5
N2	8.5	205	100	691	246	10	113	5
N3	8.4	155	100	646	251	12	113	8
N4	8.5	125	120	944	250	8	113	11



図 I.4-3 熊野灘沿岸における断層セグメントの位置(土木学会, 2002 より抜粋)



図 I.4-4 熊野灘でのパラスタ結果(土木学会, 2002 より抜粋)

3 つの断層パラメータについて、パラメータの変動範囲における最大水位の最大値と最小値の比(Hmax/Hmin)の頻度分布図を図 I.4-4に示す。

熊野灘沿岸でのパラスタでは、走向と傾斜角の値が結果に与える影響度が大きく、観測点によっては約3倍の違いが生じる。3パラメータを全て変えて比較すると、最大で約4倍の違いが生じる。

ウ) 日本海東縁部沿岸のパラスタ

日本海東縁部沿岸では、図 I.4-5 及び表 I.4-5 に示す基準断層を対象に詳細検討のパラスタを実施した。 「上端深さ」「傾斜角」「走向」を対象にして次の条件でパラスタを実施した。最小格子サイズは 200m である。

- ・上端深さ :0, 2.5, 5km
- 傾斜角 : 45°, 52.5°, 60°
- ・走向 :基準値±10°

走向(゜)	3°
$d(\mathrm{km})$	0
D (m)	9.44
δ (°)	60
傾斜方向	東傾斜
λ (°)	90

表 I.4-5 日本海東縁部沿岸での基準断層パラメータ(土木学会, 2002 より抜粋)



図 I.4-5 日本海東縁部沿岸の基準断層モデル設定位置(土木学会, 2002 より抜粋)

パラメータの変動範囲における最大水位の最大値と最小値の比(Hmax/Hmin)の頻度分布図を図 I.4-6示す。 走向の値が結果に与える影響度が最も大きく、最大で約2倍の違いが生じる。3パラメータ全てを変えた場 合には、最大で約2.8倍の違いが生じる



エ)若狭湾沿岸のパラスタ

若狭湾沿岸では、図 I.4-7 I.4-7 及び表 I.4-6 に示す基準断層を対象に概略検討のパラスタを実施し、このうち最も厳しい結果が得られた表 I.4-7 に示す断層パラメータのケースで詳細検討のパラスタを実施した。対象とした断層パラメータは次の3つである。最小格子サイズは200mである。

- ・上端深さ :0, 2.5, 5km
- 傾斜角 : 75°, 82.5°, 90°
- ・すべり角 : 75°, 90°, 105°

概略検討パラスタと詳細検討パラスタの最大水位上昇量の最大値の比較結果を図図 I.4-8 に示す。地点に よっては詳細検討パラスタの最大値が 5%程度上回ることがあるが、全体的に上記の 3 パラメータを変えるこ とによる結果への影響度は小さかった。

断層 Mw AF1 7.29 AF2 7.29 AF3 7.09 AF4 7.09 $\frac{L \,(\mathrm{km})}{W(\mathrm{km})}$ 50 50 35 35 $15/\sin\delta$ $15/\sin\delta$ $15/\sin\delta$ $15/\sin\delta$ $\frac{d\,(\mathrm{km})}{\theta(^{\circ})}$ 0 0 0 0 230 5556 4590 67.5 45 90 67.5 45 90 105-180 110-170 110-160 110-180 120-180 120-170 120-180 67.5 45 125-180 125-180 90 67.5 45 120-180 125-180 125-180)) 4.16 3.87 2.94 4.16 3.87 2.94 2.91 2.69 2.06 2.912.692.06 D(m)

表	I. 4–6	若狭湾での基	は 進断層モデルの	パラメー	ター覧	(十木学会、	2002 より抜粋)
\sim	T • T •	112117 12			- 90		

断層		AF5		AF6			BF1		
Mw	7.09			7.00		7.29			
L (km)	35		30		50				
W(km)	$15/\sin\delta$		$15/\sin\delta$		$15/\sin\delta$				
d (km)	0		0			0			
$\theta(^{\circ})$	46			30		64			
$\delta(^{\circ})$	90	67.5	45	90	67.5	45	90	67.5	45
λ (°)	105 - 180	110 - 175	115 - 160	90-125	90-135	90-135	130-180	140-180	140 - 180
$D(\mathbf{m})$	2.91	2.69	2.06	2.49	2.3	1.76	4.16	3.87	2.94

表 I.4-7 若狭湾での詳細検討の基準断層パラメータ(土木学会, 2002 より抜粋)

断層	AF1
Mw	7.3
L (km)	50
$W(\mathbf{km})$	$15/\sin\delta$
d (km)	0
$D(\mathbf{m})$	4.16
δ (°)	90
θ (°)	45
λ (°)	105



図 I.4-7 若狭湾での基準断層モデル設定位置(土木学会, 2002 より抜粋)



図 I.4-8 若狭湾での概略検討パラスタと詳細検討パラスタの最大値の比較(土木学会, 2002より抜粋)

以上の4つの領域におけるパラスタの結果を以下にまとめる。

b)パラメータのふり幅(最大、最小)及び刻み幅

表 I.4-8 断層上端深さ(km)

	最小値	最大値	ふり幅	刻み幅
三陸沿岸	0	2	± 1	1
熊野灘沿岸	—	—	—	—
日本海東縁部沿岸	0	5	± 2.5	2.5
若狭湾沿岸	0	5	± 2.5	2.5

表 I.4-9 傾斜角(°)

	• •			
	最小值	最大値	ふり幅	刻み幅
三陸沿岸	40	50	± 5	5
熊野灘沿岸	5	15	± 5	2.5
日本海東縁部沿岸	45	60	± 7.5	7.5
若狭湾沿岸	75	90	± 7.5	7.5

表 I.4-10 走向(°)

	最小値	最大値	ふり幅	刻み幅		
三陸沿岸	178	198	± 10	10		

熊野灘沿岸	236	256	± 10	10
日本海東縁部沿岸	-7	13	± 10	10
若狭湾沿岸	—	—	—	—

	最小値	最大値	ふり幅	刻み幅			
三陸沿岸	—	—	—	—			
熊野灘沿岸	103	123	± 10	10			
日本海東縁部沿岸	—	—	—	—			
若狭湾沿岸	75	105	± 15	15			

表 I.4-11 すべり角(°)

c) 結果に与えた影響度

4領域全体の傾向として、走向が最も大きく結果に影響を与えていた。走向についてのパラスタを行わな かった若狭湾沿岸では、走向以外の3パラメータを変えても結果に大きな違いは生じなかった。

なお、パラスタ結果の最大値と最小値の比較のみのため、標準偏差などのばらつきの定量的な検討は行われていない。

d)その他

本文献での検討は、最小格子サイズが80m~200mであり、地形が複雑な沿岸での津波計算の精度が低い点 を留意する必要がある。 iii) 津波2 確率論的津波ハザード解析の方法

土木学会(2011)による「確率論的津波ハザード解析の方法」では、地震動について行われてきた確率論的 ハザード解析の手法を津波被害に対して適用する方法の提案をしている。以下に、確率論的津波ハザード解 析で提案された不確実性の扱い方について記す。

まず、確率論的津波ハザード解析は不確実性を「偶然的ばらつき」と「認識論的不確定性」とに分けて考 えている。偶然的ばらつきは、現実に存在しているが現状では予測不可能と考えられるものであり、ハザー ド評価においてばらつきとして一本のハザード曲線で評価される。認識論的不確定性は、研究が進展すれば 確定できるが現状では予測不可能なものと考えられる不確実性である。これに対しては、判断が分かれる事 項(分岐)に関して複数の選択肢を設定し、各分岐に重み付けすることで重みの異なる複数のハザード曲線 群を算出して評価する、「ロジックツリー手法」を用いる。

ロジックツリー手法を用いる場合、考慮する地震の数が多くなると分岐の組合せの数が膨大となり現実的 に解析が不可能となる場合が多い。そこで土木学会(2011)では、分岐の組合せを求める際に乱数を用い、各 分岐の重みによってサンプルして必要な数のハザード曲線群を作成し統計処理する、「モンテカルロ手法」を とっている。モンテカルロ手法を用いることで、離散的な分岐でなくても、連続的分布の分岐から確率によ って組み合わせを求めることができる。

土木学会(2011)は確率論的津波ハザード解析の手法の提案を主にするものであり、ケーススタディとして 三陸北部の震源域による津波ハザード評価例を示しているが、断層パラメータの不確実性が津波高さに与え る影響のパラメータスタディなどは特に行っていない。断層パラメータの不確実性の扱い方としては、日本 海東縁部海域、海域活断層、大地震以外の地震(背景的地震)でのハザード評価方針を示している。断層パ ラメータの不確実性は基本的に認識論的不確定性に分類され、連続的分布の分岐に対してモンテカルロ手法 によるサンプリングで評価する、としている。

以下では、日本海東縁部海域、海域活断層、背景的地震についての、断層パラメータの不確実性の扱いについてまとめる。なお、津波水位の計算を伴うパラスタは実施されていないため、「c)結果に与えた影響度」の項目は該当しない。

a)不確実性を持たせた断層パラメータ

ア) 日本海東縁部海域

地震調査研究推進本部「日本海東縁部の地震活動の長期評価について」(2003)等の知見を基に断層パラメ ータの基準値を設定し、

- ・傾斜角
- ・傾斜方向
- ・走向

の3項目に対し不確実性を考慮する。その他の断層パラメータの設定方法一覧を表 I.4-12に示す。

断層長さ スケーリング則に基づき, Mwから求める。 幅 地震発生層の厚さ(15km)を考慮し傾斜角に応じて決める。 $\log M_0(N \cdot m) = 1.5Mw + 9.1, D = M_0/\mu LW により算出する。$ すべり量 上縁深さ 0km とする。 走向 海底地形の走向に基づき設定する。 30~60°とする。西傾斜と東傾斜の双方を考慮する。 傾斜角 すべり角 90°とする。 3.5×1010(N/m2)とする。 剛性率 幅(地震発生層厚さ)に上限あり。 スケーリングの変曲点を境に、Mwが大きいとき武村(1998)の関係 $\log L(km) = 0.75Mw - 3.77$, スケーリン $L \propto D, W = const.$ が, Mwが小さいとき グ則 1 $W = \frac{2}{2}L, L \propto W \propto D$ の関係が成り立ち、両者が連続的に接続するものとする。 推本の地震動予測手法(「レシピ」)などで用いられる $M_0[N \cdot m] = (S[km^2]/4.24 \times 10^{-11})^2 \times 10^{-7}$ スケーリン グ則 2 (Wells and Coppersmith(1994)などのデータに基づく入倉・三宅(2001)の提案式, 地震モーメント 7.5×10¹⁸N・m 以上の地震に適用する)を適用する。





図 I.4-9 日本海東縁部海域における鉛直断面内の断層パターン(土木学会, 2011 より抜粋)

イ)海域活断層

個々の海域活断層に関する情報や地震動評価との整合性を踏まえることが必要であるため、断層の長さや 走向といった断層パラメータは調査による情報に則って設定し、次の4つの断層パラメータの不確実性を考 慮する。

- ・断層上端深さ
- ・傾斜角
- ・すべり角
- ・傾斜方向
- **ウ**)背景的地震

背景的地震の断層パラメータは、地震動評価と同じ位置に断層の中心を設定し、以下の4つの断層パラメ ータについては、周辺断層のパラメータを基準値として不確実性を考慮し、設定する。

- ・断層上端深さ
- ・傾斜角
- ・すべり角
- ・走向

b)パラメータのふり幅(最大、最小)及び刻み幅

- ア) 日本海東縁部海域
- ・傾斜角

30~60°の一様分布とする。

・傾斜方向

西傾斜と東傾斜を考える。分岐の確率は両者で等しいものとする。

・走向

活動域の走向に対して±20°の範囲にほぼすべての地震が含まれることを前提に、標準偏差の範囲を活動 域主軸の走向±10°とする。確率分布形状は正規分布とする。

- イ)海域活断層
- ・断層上端深さ
 0~5kmの一様分布とする。
- ・傾斜角 西南日本では45~90°、中越地方では30~60°の切断正規分布とする。
- ・すべり角 広域応力場から断層毎に範囲を設定する。確率分布は一様分布とする。
- ・傾斜方向 褶曲のように傾斜方向が未知の場合には両方向を設定し、等確率とする。
- **ウ)背景的地震**
- ・断層上端深さ

断層面の範囲を地表~地震発生層(15km)下端までとし、確率を一様分布とする。

- ・傾斜角 西南日本では45~90°、中越地方では30~60°の切断正規分布とする。
- ・すべり角 広域応力場から断層毎に範囲を設定する。確率分布は一様分布とする。
- ・走向

周辺断層から基準値を決定し、±20°程度のばらつきを一様分布で考慮する。

c)結果に与えた影響度

該当なし

d)その他

- iv) 津波3 原子力安全基盤調査研究 津波波源モデルの精度向上に関する研究
- a) 不確実性を持たせた断層パラメータ 断層のすべり分布を離散的な小断層に分割したときの分割数
- b)パラメータのふり幅(最大、最小)及び刻み幅
 - ・2007年新潟県中越沖地震(Mw6.7) 40枚を基準として、24分割、20分割、16分割、12分割、8分割、 4分割、2分割、一様すべりの波源モデルの比較

・2003年十勝沖地震(Mw.8.0) 48枚を基準として、12分割、8分割、4分割、一様すべりの波源モデルの比較

c) 結果に与えた影響度

・非一様なすべり分布と一様すべり分布モデルによる違い

各地震すべり分布モデルの違いが与えた波高への影響度を比較した(表表 I. 4-13、表表 I. 4-14)。また、 空間的な分布の違いを図 I. 4-10 と図 I. 4-11 に示す。全体的な傾向は一様モデルでも表現可能であるが、 局所的な沿岸波高を再現することは一様モデルでは難しい。

衣 1.4-13 2007 中利為朱平越仲地長の陸起。 化降力相						
	隆起・沈降	最大	沿岸津波高			
	形状	隆起量	押し	引き		
一様すべり分布モデル	緩い傾斜	20cm 弱	合体傾向け一般す	てが 北一塔エゴ		
非一様なすべり分布 (40 枚モデル) 長さ 4km×幅 4km	鋭い傾斜	40cm 弱	主体傾向は 契, ルに存在する局所 程度)値が一様す	るが、非一禄て) 所的に大きな(2 倍 一べりにはない。		

表 I.4-13 2007 年新潟県中越沖地震の隆起・沈降分布

表 1	[4–14	2003年十勝沖地震の隆起・	沈隆分布
11 1			1/1/4-71/11

	隆起・沈降	最大	沿岸津波高		
	形状	隆起量	押し	引き	
一様すべり分布モデル	海溝軸沿い	20cm 弱	合体的に非一样。	にゴルのほらがす	
非一様なすべり分布			主体的に升一体。	モノルのはりが向	
(40 枚モデル)	陸側	60cm 弱	等の対処では調整できない。		
長さ20km×幅20km					



図6 (a) 2007年新潟県中越沖地震津波の波源域を40枚の小断層に分割した波源モデル(基礎 波源モデル)における隆起・沈降量分布.赤線は隆起量のコンターを表し,その間隔は5 cm であ る.緑色の矩形は,設置した小断層を表し緑色の番号はその小断層番号を表す.(b) 波源域を1 枚断層(一様すべり)で表現したさいの隆起・沈降量分布.



図 7 2007 年新潟県中越沖地震津波の波源域を40 枚の小断層に分けたモデル(基礎波源モデ ル)と1 枚断層(一様すべり)のモデルによる計算沿岸津波高さの比較.(a)本州沿岸,(b)佐渡島 北側沿岸,(c)佐渡島南側沿岸

図 I.4-10 2007年新潟県中越沖地震 1枚と40枚で表現した場合の隆起/沈降分布と沿岸津波高さ分布(原子力基盤機構, 2010より抜粋)



図8(a)2003年十勝沖地震津波の波源域を48枚の小断層に分割した波源モデル(基礎波源モ デル)における隆起・沈降量分布.(b)波源域を1枚断層(一様すべり)で表現したさいの隆起・沈 降量分布.



図 9 2003年十勝沖地震津波の波源域を 48 枚の小断層に分けたモデル(基礎波源モデル)と1 枚断層(一様すべり)のモデルによる計算沿岸津波高さの比較.

図 I.4-11 2003 年十勝沖地震 1 枚と4 0 枚で表現した場合の隆起/沈降分布と沿岸津波高さ分布(原子力 基盤機構, 2010 より抜粋)

・波源モデル分割数による違い

沿岸の津波高さの分割数による感度を見るため、基礎波源モデル(2007 年 40 枚、2003 年 48 枚)に対して 分割数を変えた場合の幾何平均 K 及び幾何標準偏差 κ を算出している(表表 I. 4-15、表表 I. 4-16)。分割 数を変えたモデルの断層すべり量は、基礎波源モデルのすべり量を平均した値を用いている。

2007年中越沖地震の場合は K の値に分割数依存性はなく、沿岸津波高さの規模はさほど影響を受けなかったが、2003年十勝沖地震では分割数と K の大きさが反比例し、分割数が大きく詳細な波源ほど津波高が大きくなる。

また、*κ* については両ケースとも、分割数が小さく、粗い不均質分布ほど大きくなり、局所的な分布を表 せない傾向がある。

表 I.4-15 2007 年中越沖地震 各モデルの K 及び κ の値(原子力基盤機構, 2010 より抜粋)

	押(し波	引き	き波
	K	к	K	к
40分割波源モデル(基礎波源モデル)	1	1	1	1
24分割波源モデル	1.03	1.07	1.03	1.08
20分割波源モデル	0.94	1.14	0.95	1.17
16分割波源モデル	0.89	1.2	0.89	1.23
12分割波源モデル	0.98	1.13	0.99	1.16
8分割波源モデル	0.96	1.22	0.93	1.25
4分割波源モデル	1.02	1.24	1.01	1.26
2分割(長さ方向)波源モデル	1.16	1.26	1.14	1.3
2分割(幅方向)波源モデル	0.96	1.28	0.94	1.33
<u>ー様波源モデル</u>	1.14	1.26	1.12	1.31

衣 1.4-10 2003 午十勝仲地震 谷七アル	の Γ 及 Ο Γ Γ ワ	<u> 【</u> 尿丁刀 叠濫機 傳,	2010 より扱作
---------------------------	---------------	-----------------------------	-----------

	к	к
48 分割(基礎)波源モデル	1	1
12 分割波源モデル	1.23	1.10
8 分割波源モデル	1.12	1.22
4 分割波源モデル	1.44	1.31
ー様波源モデル	1.48	1.24



図 I.4-12 基礎波源モデルによる沿岸高さに対する各モデルの沿岸高さの κ の値の比較(原子力基盤機構, 2010 より抜粋)

d)その他

インバージョン解析の断層モデルの要素単位を変化させて、推定した波源モデルを用いた計算波形と観測 波形と比較した残差については、図 I.4-13 に見えるように 12 分割程度までは波源の分割数とともに減少す るが、それ以上波源を分割しても変化しないように見える。



図 I.4-13 波源(断層面を仮定)の分割数に対する計算波形と観測波形との残差二乗和の比(原子力基盤機構, 2010より抜粋)

(Ⅱ) 津波波源の断層モデル設定方法・検証方法の検討

断層モデル設定方法の検討

- 1) 断層モデル設定方法の検討
- a) 設定の基本となるデータ

表Ⅱ.1-1 に示す内容で想定される本プロジェクトで提供される断層データをもとに、別 途国土交通省、内閣府及び文部科学省を事務局として進められている「「日本海における大 規模地震に関する調査検討会」(以下、日本海調査検討会)」の成果も参照して断層モデル を構築する。

		提供される断層の評価、パラメータ											
データソース	位置・ 端点 (長さ・走 向)	傾斜角	すべ り量	すべり 角	地下構 造	活構造 か どうか	既 往 津 波 波 波 波 成 対 応						
本プロジェクト	0				○ *3		なし						
国土交通省	\triangle *1	規格化※2			○ *3	0	なし						

表Ⅱ.1-1 本プロジェクト等で提供される予定の断層の評価・パラメータ

※1:範囲内の全対象を網羅しているかどうか不明。

※2:縦ずれ 45°、横ずれ 90°で設定。

※3:一部ではあるがデータあり。

b) 既往文献に示された断層モデル作成方法

日本海海域における断層モデルの作成方法を系統的にまとめた公表資料としては、次の ものがある。これらを参照しつつ、断層モデルの構築方法を検討した。

- ・土木学会原子力委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術 日本海東縁部および海域活断層を対象にした断層モデルの設定方法が詳細に検討 されている(図Ⅱ.1-1,2)。
- ・原子力規制庁(2013):基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド(案)

「3.3.4 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波波源の設定」という項目があ り、活断層タイプの津波発生事例として、1983 年日本海中部地震津波と1993 年北海 道南西沖地震津波を挙げている。また、地震調査研究推進本部・地震調査委員会によ る、「日本海東縁部の地震活動の長期評価(平成15 年 6 月)」の対象地震についても 同様であり、土木学会(2002)の方針とやや異なる

・内閣府(2007):日本海の津波調査業務 報告書

このほか、日本海調査検討会における断層モデルの検討の成果も積極的に業務に反映す る予定である。





図Ⅱ.1-1 日本海東縁部の断層モデル設定方法 (土木学会原子力委員会津波評価部会,2002)

	大区分	海境注意國				・活断層による大規模な既往の地震津波はない。
対象海	中区分		一切切し来るためス		 地展・町層 モデルの特徴 	 地震発生層の厚さが限られている。 地殻構造は陸域から連続すると考えられる。 傾斜角は高角側に集中している。
城	小区分	* (毎%)高別層による運動が高圧で数大残後と考えられる のは、ほぼ西南日本周辺海域に限定されるため、以下は主・ に西南日本周辺海域に関する記述である。			波源設定法の 基本的考え方	 ・ 地震発生層の厚さを考慮し、武村(1998)に基づくスケーリン グ則を適用する。 ・ 不確定性の大きいパラメータは、現実的な範囲を設定する。
	位置	 位置は活断層調査結果に基づいて 	て設な	をする。		
モーグン	ーメントマ ニチュード	 断層長さから、スケーリング則を 	と適用	用して設定す	-వ.	
	断層長さ	基本的には活断層調査結果に基づ いて設定する。 M.から長さを決定する際には、スケ ーリング則にしたがう。		×	秋間査等	地震学的知見
	瞱	地震発生層の厚さを考慮し傾斜角 に応じて決める。地震発生層厚さは 15km。				
基準断層	すべり量	log $M_0(N \cdot m) = 1.5M_w + 9.1$, $D = M_0/\mu LW$ により算出する。	基準			
	上縁深さ	Okm とする。	断層で		M.	
モデル	走向	活断層調査結果に基づいて設定す る。	モデル			
ル の パラ	傾斜角	発震機構解の分析等により設定す る。45~90°とする。	のパラ			
*	すべり角	断層面の走向・傾斜角と主応力軸方 向範囲に基づき設定する。	メータ			
タ設定方法	剛性率	3.5×10 ¹⁰ (N/m²)とする。	、設定フロ	長方形は津 な情報を表 流れにより 傾斜角等の	波計算に必要な す。モーメントマ 、モーメントマク パラメータについ	所層パラメータを、影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要 マグニチュードを断層長さより先に設定する場合は、破線で示した グニチュードから断層長さを算出する。 いても、活断層調査等から明らかな場合は、確定的に取り扱うこと
124	スケーリ ング則	 幅(地震発生層厚さ)に上限あり。 スケーリングの変曲点を境に、M,が 大きいとき武村(1998)の関係 log L(km) = 0.75Mw-3.77, L ∞ D, W = const. が、M,が小さいとき W = 2L/3, L ∞ W ∞ D の関係が成り立ち、両者が連続的に 接続するものとする。 	I	<i>⊪</i> (200		

図Ⅱ.1-2 海域活断層の断層モデル設定方法 (土木学会原子力委員会津波評価部会,2002)

c) 断層モデル構築の考え方

以下では、本プロジェクトで提供されると想定される断層データを用いて、震源(波源) 断層モデルを構築する方法について、現時点での考え方をまとめる。地震と津波の断層モ デルは、現時点では別々に設定するが、今後は統一したモデルの可能性も検討する。

i)海域の領域区分

地震活動、地質構造の特徴から日本海全域を次の3つの大領域に区分し(図Ⅱ.1-3)、それぞれの領域で、地質環境・地史にもとづくモデルへの拘束条件を考慮し、以下のモデル 群(活断層による地震・津波のモデル)を構築する。

- ・領域 I (日本列島東北部の沿岸):地震活動が活発で断層密度が大きい。断層は、 縦ずれ断層主体で走向は日本列島にほぼ平行。
- ・領域Ⅱ(日本列島西南部の沿岸):領域Ⅰに比べると地震活動はあまり活発ではな く、断層密度も小さい。縦ずれ断層に加えて横ずれ断層も存在し、走向が日本列島 の延びに高角で交差するものもある。
- ・領域Ⅲ(ユーラシア大陸沿岸を含むその他の領域): 地震活動は低調であり、既往の地質図に記載されている断層密度はかなり低い。断層評価に関する反射法探査等のデータは少ない。

領域Iにおける既往地震については、地震調査研究推進本部の日本海東縁部の長期評価 で検討された「海溝型地震」としての震源モデルがあり、この領域での最大規模の地震と しては、これらを含めて検討する必要があるが、このような規模の大きい地震については、 地震発生層の下端深度が20km以深となる可能性がある。また、スケーリング則も、その 他一般の日本海の海域断層に適用するスケーリング則と同じものとするか、異なるスケー リング則を用いるのかも検討する必要がある。このような点についても、今後留意して本 プロジェクトにおいて提供される断層データを取り扱う必要がある。

ii)断層モデル群の考え方

今後本プロジェクトで使用できる断層データは、断層モデル作成という観点からみると、 限定的であると予想される。そこで、不足するデータを補う方法を念頭におき、使用する 断層データ、設定の考え方の異なる次の2つのモデル群を構築することとする。

【震源(波源)断層モデル群1】

主として、本プロジェクトで作成、提供される断層データを用いて、各領域で基本モデ ル(群)を設定する。

・日本海調査検討会による断層のグルーピングを一つの例とし、位置が若干ずれていても、走向、傾斜が類似するものは一連のものとみなし、複数の断層を一括して波源断層とする。

- ・セグメント区分、連動も検討する。設定方法は、提供される断層データの位置等の精度を考慮して別途ルール化する。
- ・基本モデルないしセグメント区分、連動の組み合わせで、既往の被害地震・津波の震源(波源)に近いものを設定する。
- ・これらの波源断層(セグメント区分、連動を考慮したものも含む)のそれぞれに ついて、パラメータの不確実性を考慮した複数のケースを設定する。
- ・断層の「連動」可能性を最大限考慮した場合として、最大規模の地震を設定する。
- ・最小規模の波源(沿岸でのハザード評価上で最小)については、沿岸に影響を与 えないような地震は考えない。
- ・領域 I の大規模地震については、長期評価をもとに、地震規模を設定して活断層 型の断層モデル群に追加する。
- ・地震発生確率を設定することが必要な場合には、領域Ⅰでは、地震調査研究推進本部の日本海東縁部の地震活動の長期評価を参照し、長期評価の領域区分に対応する活断層震源にその領域の確率を与える。領域Ⅱ、Ⅲでは、長期評価等による地震活動の評価が行われていない現状を踏まえ、地震活動をポアソン過程としてモデル化し、グーテンベルク・リヒター則(以下、G-R 則)により設定する(グーテンベルク・リヒター則については、c) iii)で記述)。

【震源(波源)断層モデル群2】

サブテーマ(1)で収集したデータの調査領域は日本周辺海域が中心であり、日本海全 域を網羅してはいない。調査不足領域があることを前提に、ユーラシア大陸や朝鮮半島の 沿岸を含む日本海全域を網羅する断層モデル群を設定することが必要な場合には、調査不 足領域について、断層密度を考慮して、沿岸でのハザード評価に必要な最小規模の *Mw*~ 最大規模の *Mw*まで、*Mw*の刻み幅 0.1 で対象全領域に矩形の断層モデルを敷き詰めて網羅 的な断層モデル群を設定する。発生確率は G-R 則により設定する。

2つのモデル群ともに、その中に既往の被害地震・津波の震源(波源)の再現におおよ そ対応する断層モデルが含まれるように設定する。ただし、既往の被害地震・津波の再現 のために研究されてきた詳細な断層モデルと比べるとモデルに反映できるデータが少な い(波形インバージョンなどは実施しない)ので、今回作成する断層モデルを用いた既往 の被害地震・津波の再現に限界が生じると予想される。



図Ⅱ.1-3 断層モデル構築における領域区分 (背景の断層分布は、活断層研究会(1991))

2) 不確実性を含む断層パラメータの設定の考え方

断層モデルの各々のパラメータについての、本プロジェクトで提供される断層に関する データに含まれる不確実性を考慮した現状での設定方針と、実際にデータが提供されるま での検討課題をまとめる。

a) 断層の形状

基本的に津波に影響しない変化に関しては、矩形に単純化したモデルとするが、規模の 大きい地震については、大すべり 領域を設定する可能性も検討する。その場合には、ロジ ックツリーの分岐で両モデルの設定の条件(地震の規模など)を考慮する。大すべり域設 定に際しては、既往検討事例(内閣府,2007等)や、地震調査研究推進本部の強震動評価レ シピにおける内陸活断層でのアスペリティ設定方法を参照する。

大すべり域は、基本的にセグメントごとに1つとし、地震本部の内陸活断層モデルの検 討事例をふまえて、上端側から断層幅の3割くらいにあたる深さで、走向方向には断層の 中央部分に置く。

b) 位置、長さ、走向

モデル群1においては、提供される断層に関するデータを用いて、基本モデルを構成す る断層(複数)の端点を結んで直線で近似する。その際には、探査データや読み取りの誤 差を考慮して、端点位置および走向、長さのばらつきを検討する。長さについては、基本 的に固定して扱うこととし、走向のばらつきについては、ロジックツリーの分岐として検 討する。基本モデルをもとに、断層のセグメント区分、連動も考慮することとし、探査測 線間の距離が数 km 程度あることを勘案して、連動を考える際には、必ずしも「5 km ルー ル」(地震調査委員会長期評価部会, 2010)にはこだわらず、探査測線間隔、断層読み取 りの精度等を考慮するものとする。

モデル群2においては、提供される断層データをもとに、領域ごとに震源(波源)断層 の一般的な走向、断層の位置(相互の離隔距離)を設定して、領域を敷き詰めるように網 羅的なモデル群を設定する。

c) 断層の上端

津波波源としての上端は、基本的に海底面とし、(2)で断層端点を近似した直線を断層の 上端とする。震源としては、微小地震の震源の深度分布をもとに、D10の深度を参考に上端 を設定する。断層の深さ0~3km 程度の範囲は、地震モーメントには寄与するが、地震動 自体(断層近傍を除く)にはあまり影響しないと考えられるが、この点については、断層 の破壊速度も考慮した最新の解析事例などを参考にした検討を、今後行う必要がある。ま た、上端が海底面となる場合に津波波源の計算条件として問題がないかをパラスタで検討 する。

d) 断層の下端

原則として、微小地震の震源の深度分布から得られる D90 や大局的な地殻構造、大深度 の地質構造探査データ等を参照して設定するが、地震観測データの精度について検討する 必要がある(後述)。

e) 断層面の傾斜

本プロジェクトの断層解釈を基本とするが、断層面の傾斜の解釈に十分なデータが得ら れていない場合には、内陸活断層の長期評価で採用されている値(低角:0°~30°、高 角:60°~90°)を採用することとし、基本的に次のように設定し、傾斜角の不確実性に ついては、ロジックツリーの分岐として検討する。 縦ずれ断層:45°(±15°の不確実性を与える)

横ずれ断層:90°

f) 断層の幅

断層の上、下端深度、面の傾斜をもとに設定する。傾斜角のばらつきに合わせてロジッ クツリーの分岐に組み込まれる。

g) すべり角

地震調査研究推進本部の日本海東縁の長期評価(地震本部,2002)では、各領域に ついて地震時における震源断層面の平均的なずれの向きを示しており、これをもと にすべり角を検討することもできるが、本プロジェクトでは、日本海西部地域も対 象とすることを考慮し、地震本部の内陸活断層の強震動評価レシピで与えられてい る一般的な値を用いる。具体的には、縦ずれ断層では90°、横ずれ断層では0°も しくは 180°を基本とする。ただし、広域応力場等、既存の情報も考慮し、それら に応じた不確実性も検討する。



図II.1-4 日本海東縁部の地震活動の長期評価における各評価対象領域の 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き(赤文字)(地震本 部,2002)

h) すべり量

断層のすべり量は、断層面積 S と地震モーメント M のスケーリング式に基づいて設定する。スケーリング則については、スケーリング則として、既往の提案式(下記)のいずれを 採用するかは、今後の課題であり、日本海調査検討会での検討結果をふまえて検討するこ ととする。

> 【既往のスケーリング式(図 II.1-5)】 入倉・三宅(2001)、Irikura and Miyake(2011): 3-stage model $M_0 = (S/2.23 \times 10^9)^{3/2} \times 10^{-7}$ ($M_w < 6.5$) $M_0 = (S/4.24 \times 10^5)^2 \times 10^{-7}$ ($6.5 \le M_w < 7.7$) Murotani et al. (2010): $M_0 = 1.0 \times S \times 10^{11}$ ($M_w \ge 7.4$) 田島ほか(2013) : $M_0 = 0.88 \times S \times 10^{11}$ ($M_w \ge 7.5$)



図Ⅱ.1-5 断層面積Sと地震モーメントMのスケーリング式

3) 地震観測データによるパラメータの検討

前項で述べた断層パラメータの設定の根拠として、地震観測データが必要である。以下、 地震観測データを断層パラメータ設定の観点で整理した結果をまとめる。

a) 断層の位置について

Powers and Jordan (2010)などでは、"fault core"といわれる断層面のごく近傍の薄い 面では大きい地震は発生せず、微小地震が発生しているとされている。今回の作業では、 微小地震の分布を示すことにより、"fault core"に類似するような構造をみることができ るかもしれないと考え、小規模地震の分布と既往文献に示された断層の位置との関係を検 討した。プロットする M が大きくなるとイベント数が多くなって断層に沿う震源分布等の 特徴が見えなくなるので、ここでは、M.0以下で検討している。

M 以下の小規模地震の分布と断層分布をみると、断層線が引かれていない位置にも系統的な震源の分布がみられる場合がある(図Ⅱ.1-6)。震源位置の精度検討と合わせて、このような場合の位置、長さの設定方法を検討する必要がある。

b) 地震発生層の深さについて

i) 気象庁一元化地震カタログによる検討

カタログの 1923 年から 2012 年までのデータから震央の深度分布図を作成し(図 II.1-5(1)、(2))、これをもとに地震発生層の厚さの評価に用いられている D90 について考 察した。

D90の検討に関する先行研究においては、伊藤・中村(1998)では 30 km以浅について検討している。藤原ほか(2012)においては、日本海東縁部の地震は 40 km以浅で検討されている。ここでは、日本海側において太平洋プレートの沈み込みに伴う深発地震があり、これらは今回の検討対象である地殻内地震とは性質が異なるため分けるべきであると考えたこと、震源決定のバラツキ等を考慮し、50 km以浅の地震について検討をおこなった。

どの領域においても深度における積算地震数が総数の 90%をしめる D90 は 40 km 以浅で あるが、大局的な特徴として、D90 は東から西に向かって浅くなっているようにみえる。

また、日本周辺における D90 の平面的な分布を図Ⅱ.1-7 に示した。同様に、D90 が東側 で深く、西に向かうほど浅くなってきているという特徴がみられる。

ii) 日本海中部地震の余震域についての検討

日本海で発生した主な地震のなかで、詳細に震源域が調べられ検討されたものとして、 1983年日本海中部地震について検討した。この地震は「前震・本震・余震」型であり、本 震は2つか3つのサブイベントからなるマルチプルショックであったため、地震の発生構 造および震源域の広がり等が注目された。

日本海中部地震については、既存の観測網とは別に東北大学および弘前大学が中心とな

って余震観測が実施された。これらのデータを使用し、詳細な震源再決定を行い余震域を 推定した研究がいくつかある。海野ほか(1985)では相対震源決定法の一つである Homogeneous Station 法を使用し、震源域を求めており、震源はすべて 20 kmより浅く、地 殻内で発生したものであるとしている(図II.1-8)。Sato *et al*(1986)では傾斜構造を持 つ地震速度構造モデルを使用し震源再決定を行い、速度構造モデルの違いが震源再決定の 結果に大きく関与することを示している。著者らが良く決まったとみている結果では震源 の深さはお概ね 20 km以浅であるが(図II.1-9)、断層モデルを提案した Sato(1986)にお いては、震源の深さはお概ね 30 km以浅であると述べている。

この地震の断層モデルについてみると、断層の dip angle については 20 度程度の低角な モデルから 40 度程度のモデルまで提唱されており、震源断層の幅も 30km 程度から 35 km までの見解がある。表II.1-2 に、日本海中部地震の主な断層モデルをまとめた。

盖去			断層メカニズム		断層サイズ		Ma (duma_am)	
有伯			Strike	Dip	Length (km)	Width(km)	Mo (ayne-cm)	
Cate 1005	本震	北側	N 15 deg. E	>20 deg.	100	35		
Sato, 1965		南側	N 15 deg.W					
阿部、1987	余震		N 60 deg. E	30 deg. E	30	23		平均変位 0.8m
相田 1004	本震	北側	N 22 deg. E	40 deg.	40	30	E 0+10^07	
112101,1904		南側	N 5 deg. E	25 deg.	60	30	5.8*10 27	
Shimazaki and Mori, 1983	+ =	北側	N 1E dam E	34 deg.	2100km ² (60*35)		3.3*10^27	
(Mori and Shimazaki, 1983)	平辰	南側	N 15 deg. E		1050km ² 2	2 (40*26)	2.5*10^27	

表Ⅱ.1-2 日本海中部地震の主な断層モデル

海野ほか(1985)については、震源分布に示される地震数が少なく、ややばらついてい る印象がある。Sato *et al*(1985)の震源は、傾斜構造を仮定した速度モデルを使用した ものは震源分布がよくまとまっているように見えるが、他の速度構造モデルを使用した例 では地震数が明らかに少ないものや、ばらついたものがあった。今後の断層モデル検討に おいては、このような日本海海域における代表的な地震の先行研究における臨時観測デー タを用いて再決定された震源の精度やメカニズム解の dip angle にばらつきがあることか らみて、モデルのパラメータ設定にばらつきを与える必要があると考えられる。

iii) 地震発生層の下端深度についての考察

地震発生層の下端深度を決定するには、対象領域で発生した特徴的なイベントの震源分 布から求めるか、領域内で広域的に発生している地震の分布から求めることが多い(藤原 ほか(2012))。しかしながら、海域で発生した地震は、海底地震観測がなされていなけれ ば、方向の偏った観測点配置となり震源域直上の観測データが得られないため、震源域か ら離れた陸上の観測点のみで震源を決定しなければならず、震源決定の誤差は陸上の地震 以上に大きくなると考えられる。

今回の検討では、気象庁一元化震源データを用いて、日本海西部の地震発生深度が、北 東部に比べて浅い傾向があることが抽出されたが、この結果を具体的な断層モデルのパラ メータ設定に反映させるには、今後、比較的精度よく震源位置が決定できているとされて いる F-net 等の観測データも合わせて検討し、既往の断層モデルの設定や地殻構造との比 較などを行う必要がある。 【断層線:徳山ほか,2001】

【断層線:活断層研究会,1991】



図Ⅱ.1-6 M1.0以下の小規模地震の分布と断層分布(気象庁一元化震源) (赤破線の領域には、断層線が引かれていないが、系統的な震源分布がみられる)



図Ⅱ.1-7(1) 1923 年から 2012 年までのJMA 一元化震源データにおける深さ 50 km以浅の地震の震央と断面図の投影面 気象庁一元化地震カタログによる 1923 年から 2012 年までのデータから地震の 深度分布をプロット。投影面は 2 度ごとに設定し、面の前後 1 度の範囲にある 震源を投影。投影面のアジマスはなるべく日本海側の海岸線に直行するように 設定。



図Ⅱ.1-7(2) 日本海で発生した地震の震源深さと積算数 (左:深さ別積算個数、右:深さ別地震数と各深度における積算数が総数にしめ る割合、右上の数値が図Ⅱ.1-7(1)の断面線番号に対応する)



図Ⅱ.1-7(2) の続き



図Ⅱ.1-7(2) の続き


図Ⅱ.1-7(2) の続き



図Ⅱ.1-7(2) の続き



図Ⅱ.1-7(2) の続き



図Ⅱ.1-7(2) の続き



図Ⅱ.1-7(2) の続き



図II.1-8(1) 日本周辺の深さ 50km 以浅における D90 の分布 0.5 度四方、深さ方向 50 kmのグリッド内でデータ数が 50 個以上の場合のみ算出



図Ⅱ.1-8(2) 各グリッド内の D90 深度における積算地震個数
 色が濃いほどデータ数が多い。ねずみ色の部分はデータ数が 50 個に満た
 なかった領域、白い部分は 10000 個以上の領域。



Fig. 5. Vertical cross sections of aftershocks for the regions C and D in Fig. 3. Relocation of aftershocks by using the velocity model shown in Fig. 4 gives slightly shallower and thinner plane-like distribution of aftershocks. Almost all the aftershocks are relocated at depths shallower than about 20 km.

図Ⅱ.1-9 海野ほか(1985)による再決定された震源分布



Fig. 8. Aftershock distribution determined for Model I-1. Epicenter distribution is shown on the left and depth distributions on the right, projected on the cross sections perpendicular to the directions of N10°W and N15°W for the northern sampling block and N15°E and N20°E for the southern sampling block. Squares indicate the seismograph stations. A star indicates the epicenter of the main shock (KOSUGA et al., 1984). A cross marks the location of Kyuroku Island.

図II.1-10 Sato et al(1985)による再決定された震源分布

4) 地震の発生の特徴について

ISC カタログデータ(1940 年から 2013 年まで)を用いて、日本海における地震の規模別 頻度分布(G-R則)について検討した。使用したデータは同期間に日本海周辺の海域におい て発生した深さ 40km 以浅の地震、88653 イベントである。これらの地震について、海域を 3つの領域に区分し、b値から地震発生の特徴について考察をおこなった。

b 値は最尤法(宇津, 1965 および安芸, 1965)により推定した。b 値を推定したデータのフ ィッティング結果を図Ⅱ.1-11に、推定された b 値と使用したデータ数を表Ⅱ.1-3 にしめ す。

b 値を推定する際のマグニチュードの下限(*Mmin.*) については、藤原ほか(2012) にお ける日本海東縁部の地震の扱いに準じて 5.0 に固定した場合と Mmin を固定しない場合のふ たつのケースを想定した。また、Mmin を 5.0 に固定したケースでは、b 値を 0.9 に固定し た曲線も重ねて示した

領域	イベント数	Mmin.=5	Mmin.=free		
	55041	1.002	0.809	Mmin=3.0	
	33367	0.565	0.889	Mmin=3.0	
領域Ⅲ	257	0.868	0.399	Mmin=3.0	

表Ⅱ.1-3 推定されたb値と使用したデータ数

表Ⅱ.1-3では、領域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲにおいて b 値が大きく異なっている。領域Ⅲについては データ数が少ないため、以下では、領域Ⅰと領域Ⅱについて検討する。

図Ⅱ.1-9のフィッティング曲線では*Mmin*を考慮する場合のほうが曲線全体のフィッティングは良くなっている。その場合の *b* 値は、東縁で *b*=0.809、西側で *b*=0.889 であり、1 割程度の相違がみられる。

これらの b 値の統計学的な有意性について、AIC(赤池情報基準、赤池,1974)による次の方法で検定を行った。

(赤池, 1974 の検定方法) $AIC_1 = -2N \ln B + 2N + 2$ $(B = b \ln 10)$ $AIC_2 = -2N_1 \ln B_1 - 2N_2 \ln B_2 + 2N + 4$ $\Delta AIC = AIC_1 - AIC_2 = 2N \ln N + 2N_1 \ln \left(N_1 + N_2 \frac{b_1}{b_2}\right) + 2N_2 \ln \left(N_1 \frac{b_2}{b_1} + N_2\right) - 2$ 仮説① $N (=N_1+N_2)$ 個のb 値は同じ (分布を表現するパラメータは1個) である。 仮説② N_1 個は b_1 、 N_2 個は b_2 ($b_1 \neq b_2$ 、パラメター2 個) である。 $- \Re c \angle AIC$ が 2 程度より大きければふたつの仮説におけるb 値に有意なちがいがあ るといえる。 ここで、西側の b 値を b_{t} =0.889(地震数 N_{t} =33367)、東側の b 値を b_{z} =0.809(地震数 N_{z} =55041) をそれぞれあてはめて計算すると、 Δ AIC≒259 がえられる。この結果から東縁と西側の b 値の違いが数学的に有意であるといえる。

この結果を今後の、日本海海域における地震・津波ハザード評価の上でどのように使用するかは、検証も含めて今後の課題である。



a) 領域 I (左: *Mmin*を 5.0 に固定、右: *Mmin*を考慮)

b) 領域II(左: Mminを5.0に固定、右: Mminを考慮)





c) 領域Ⅲ(左: *Mmin*を5.0に固定、右: *Mmin*を考慮)

図Ⅱ.1-11 各領域における b 値の推定 (図中 ◇のシンボルは積算地震数で、MO.0以上から示している。)

② 断層モデルの検証方法の検討

検討の概要

断層モデルの検証方法を検討するため、「I②妥当性チェックのための地震津波事例の選定」で選定された 1983 年日本海中部地震を用い、設定した断層モデルに基づく津波予測計算による津波高さを指標に、パラスタを実施した。

具体的には、断層パラメータに対する最大津波水位のばらつきを検討し定量化する。ば らつきの定量化は、1983年日本海中部地震を模した基準断層モデルの最大津波水位と断層 パラメータの違いによってばらつく最大津波水位を比較することで行った。

2) パラスタの設定

a) 検討の対象範囲及び津波予測計算の計算条件

本検討では、計算結果から得られる最大津波水位を一部の領域でのみ比較し、パラメー タの水位に対する感度を定量化する。対象範囲は感度が大きくなると考えられる波源に近 い秋田県北部沿岸地域(領域番号 27)を選び、津波予測計算を実施する。各計算領域及び 対象位置(50 mメッシュ領域)を図Ⅱ.2-1に示し、計算条件を表Ⅱ.2-1に示す。

計算結果として得られる最大津波水位の比較対象の地点は暫定的に海岸線から 200 m 沖 とした。沖を比較の対象地点に選んだ理由として、対象地点を遡上域や汀線付近にすると、 地形や構造部など断層パラメータ以外の要因を強く受ける可能性が高いと考えられるため である。本計算では遡上域の計算格子が 50 m であり、河川や構造物を考慮した遡上計算は 粗くなるため、浸水深と痕跡高の信頼できる比較は難しい、また、汀線付近での比較も同 様に海岸の微地形や 50 m で表現できない構造物の有無などの影響で比較は難しいと考えら れる。従って、遡上域や汀線付近での比較は今後の課題とし、沖での比較を実施した。



図Ⅱ.2-1 各計算領域の範囲及び対象領域(50mメッシュ領域)の位置)

THE LE	計算条件				
供日	最小格子 50 m, 日本海海域				
支配方程式	非線形長波理論				
モデル・数値解法	後藤モデル(港空研 II)、東北大学モデル Staggered Leap-frog 差分スキーム				
計算領域	異なる格子間隔の領域を1:3 でネスティング 各波源に対して沿岸での水位変動が±1m以上となる領域を考慮す る				
計算格子間隔	計算格子間隔: 1350, 450, 150, 50 m (沿岸域は全て 50m)				
境界条件	陸側: 陸域への遡上計算 海側: 完全無反射で透過				
地形データ	「(I)③津波予測計算用地形データの」作成」で作成した地形(50m 領域は領域 27)				
各種施設の取り扱い (堤防・水門等)	各種施設は考慮しない				
計算時間	6時間(津波が沿岸に到達してから2時間以上計算するように設定)				
計算時間間隔	安定性(CFL条件)を考慮して適切に設定				
初期水位	0kada (1992) で算出した海底地盤変位量を与える(水平成分考慮)				
潮位	T. P. = 0 m				
打ち切り水深	10 ⁻² m				
粗度係数	一定値 (0.025)				

表Ⅱ.2-1 津波予測計算の計算条件

b) 既往のパラスタ

パラスタでは、基準断層モデルの位置と形状及び断層パラメータの値とその変動幅を設 定する必要がある。これらの設定において、検討では、既往のパラスタ[原子力発電所の津 波評価技術(2002)]を参考にした。

図II.2-2 は原子力発電所の津波評価技術(2002)が実施した日本海東縁部における既往パ ラスタの設定を示した概要図である。この既往パラスタでは、基準断層モデルを1 枚の矩 形で作成し、その断層パラメータのうち Mr を固定し、断層位置および、傾斜角、すべり量、 走向、傾斜方向(東傾斜/西傾斜の選択)を動かすことで、最大津波水位への感度を調べ ている。図II.2-3 は、この基準断層モデルの断層パラメータを図II.2-2 の表(赤枠)のよう に設定し、また断層モデルの位置を1983年日本海中部地震の位置(図II.2-2 赤枠点線)に設 定した場合の最大津波水位を、痕跡高および相田モデル(1983)の津波水位と比較した結果 である。



図Ⅱ.2-2 基準断層パラメータ、断層の傾斜角パターン及び基準断層モデル設定位置 (原子力発電所の津波評価技術(2002)より抜粋)



図II.2-3 1983年日本海中部地震の位置に設定した場合の最大津波水位と痕跡高及び相田 モデル(1983)による最大水位の比較(原子力発電所の津波評価技術(2002)より抜粋)

c) 基準断層モデルの設定

本検討で設定する基準断層モデルは、原子力発電所の津波評価技術(2002)のパラスタを 参考に、日本海中部地震の再現により近いモデルを基準断層となるように、1枚の矩形断層 モデルで作成した。また、原子力発電所の津波評価技術(2002)は、比較結果(図Ⅱ.2-3) から、「基準断層モデル(傾斜角 30°、すべり量 5.45 m)を基にした津波水位の計算結果 が痕跡高の分布や既存断層モデル(相田モデル)に基づく計算結果と良く対応している」 と述べているため、本検討でも基準断層モデルの断層パラメータを傾斜角 30°とすべり量 5.45 mで設定した。

d) 断層パラメータの設定

本検討のパラスタでは、変化させる断層パラメータを、断層位置、断層深さ、すべり量、 傾斜角、走向、すべり角とした(表II.2-2)。これらの断層パラメータをそれぞれ変化させ、 津波シミュレーションを行い、比較対象の地点である海岸線から 200 m 沖沿岸での最大津 波水位と基準断層モデルの最大津波水位を比較する。

	基準断層モデルの設定	本検討のパラスタの設定	【参考】原子力発電所の津 波評価技術(2002)の詳細パ ラスタの設定			
断層位置	原子力発電所の津波評 価技術と同様の設定	基準断層位置および 東西方向にハーフピッチず らした位置	_			
断層上端 深さd(km)	0	0km、 2. 5km、 5km、 10km	0km、 2. 5km、 5km			
すべり量D(m)	5. 45% 1	5.45	9.44			
傾斜角δ(°)	30 涨1	30、37.5、45、52.5、60	45、52.5、60			
走向 θ (°)	3	$3, 3\pm5^{\circ}, 3\pm10^{\circ}, 3\pm15^{\circ}$	3 , $3\pm10^{\circ}$			
傾斜方向			東傾斜			
すべり角λ(゜)	90	70、80、90	90			

表Ⅱ.2-2 断層パラメータの設定

※1:原子力発電所の津波評価技術(2002)の詳細パラスタの設定とは異なる。日本海中部 の再現により近いほうである傾斜角 30°、すべり量 5.45 mの断層を選択した。

図Ⅱ.2-4 は断層位置の違いを示したもので、赤枠が基準断層モデルの位置、青枠が東西 へハーフピッチずらした断層位置である。また、走向の違い(3°、3±5°、3±10°、3±15°) を黒枠(細線)で示した。また、断層サイズとすべり量を変更しないため、断層上端のパ ラスタによっては、断層下端の最下限値は約 30 km 程度となるが、断層下端の下限値は、 断層パラメータの感度解析を目的としているため、設定しないこととした。

本検討で実施するパラスタ(**表II.2-2**)の内訳を、目的毎で分類すると**表II.2-3**に示し たように 6 パターン(①断層位置の違い、②断層深さの違い、③走向の違い、④傾斜角の 違い、⑤すべり角の違い、⑥断層位置・走向・傾斜角の違い)となり、計算ケースは全部 で 38 パターン(重複を除く)となる。パラスタ⑥は、複数の断層パラメータを同時に変え た場合の津波水位の変動や、あるいは水位の合成や非線形性などを見るために設定した。 特に、パラスタ①~⑤の中で津波水位への感度が大きいと予想される断層パラメータ(断 層位置・走向・傾斜角)を組み合わせた。



図Ⅱ.2-4 パラメータスタディの断層位置(赤枠が、基準断層位置、青枠はパラスタで設定 した位置)

ケース番号	計算の目的	断層位置	断層深さ(km)	走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°	すべり量(m)
1	基準断層モデル	標準位置	0	3	30.0	90	5.45
2		標準位置	θ	3	30.0	90	5.45
3	断層位置の違い	東寄り	0	0	20.0	00	E 4E
4		西寄り	0	3	30.0	90	5.45
5		標準位置	θ	3	30.0	90	5.45
6	熊屋涼さの造い		2.5				
7	断層床での遅い	標準位置	5	3	30.0	90	5.45
8			10				
9		標準位置	θ	3	30.0	90	5.45
10		標準位置		3+5	30.0		
11				3-5			5.45
12	走向の違い			3+10		00	
13			0	3-10		90	
14				3+15			
15				3-15			
16		標準位置	θ	3	30.0	90	5.45
17			-	_	37.5	- 90	5.45
18	傾斜角の違い	插进上里	•		45.0		
19		標华12直	0	3	52.5		
20					60.0		
21		標準位置	θ	3	30.0	90	5.45
22	すべり角の違い				30.0	70	= +=
23		標準位直	0	3	30.0	80	5.45
24		標準位置	θ	3	30.0	90	5.45
25		東寄り	θ	3	30.0	90	5.45
26		西寄り	θ	3	30.0	90	5.45
27	-	標準位置	θ	3	45.0	90	5.45
28		東寄り	0	3	45.0	90	5.45
29		西寄り	0	3	45.0	90	5.45
30		標準位置	θ	3	60.0	90	5.45
31		東寄り	0	3	60.0	90	5.45
32		西寄り	0	3	60.0	90	5.45
33		標準位置	θ	3+10	30.0	90	5.45
34		東寄り	0	3+10	30.0	90	5.45
35		西寄り	0	3+10	30.0	90	5.45
36	土白 临外在 室	標準位置	0	3+10	45.0	90	5.45
37		東寄り	0	3+10	45.0	90	5.45
38	眉位直の遅い	西寄り	0	3+10	45.0	90	5.45
39	1	標準位置	0	3+10	60.0	90	5.45
40	1	東寄り	0	3+10	60.0	90	5.45
41		西寄り	0	3+10	60.0	90	5.45
42	1	標準位置	θ	3-10	30.0	90	5.45
43	1	東寄り	0	3-10	30.0	90	5.45
44	-	西寄り	0	3-10	30.0	90	5.45
45		標準位置	0	3-10	45.0	90	5.45
46		東寄り	0	3-10	45.0	90	5.45
47	1	西寄り	0	3-10	45.0	90	5.45
48	1	標準位置	0	3-10	60.0	90	5.45
49	-	東寄り	0	3-10	60.0	90	5.45
50		西寄り	0	3-10	60.0	90	5.45

表Ⅱ.2-3 パラメータスタディを行うケース一覧

 :計算重複ケース

3) 計算結果

断層パラメータを表Ⅱ.2-3のとおり設定したことで、計38ケースの計算結果が得られた。 計算結果のうち、地盤変動量を図Ⅱ.2-5~図Ⅱ.2-9、最大津波水位(1350 m 計算格子)を 図Ⅱ.2-10~図Ⅱ.2-14、領域27の最大津波水位(50m 計算格子)を図Ⅱ.2-15~図Ⅱ.2-19 に示した。図の上の数字はケース番号(表Ⅱ.2-3)を示している。

地盤変動量(図Ⅱ.2-5 ~図Ⅱ.2-9)の図中において、赤線で囲まれた範囲は計算格子 50 mの計算領域と領域番号を示し、緑線、黒線、青線はそれぞれ断層モデルを基準位置から西、 基準位置、基準位置から東に設定した場合の位置と走向(図Ⅱ.2-4)を示している。

最大津波水位(図Ⅱ.2-15~図Ⅱ.2-19)の図中において、海岸線付近に付した数字は観 測地点番号を示している。観測地点番号は、海岸線から 200 m 沖の計算格子に沿って北か ら順番に与えた。これらの観測地点でパラスタの結果を比較・検討する。















図Ⅱ.2-5 地盤変動量(1)















図Ⅱ.2-6 地盤変動量(2)



















図Ⅱ.2-7 地盤変動量(3)



















図Ⅱ.2-8 地盤変動量(4)



図Ⅱ.2-9 地盤変動量(5)



図Ⅱ.2-10 最大津波水位(1)



図Ⅱ.2-11 最大津波水位(2)



図Ⅱ.2-12 最大津波水位(3)



図Ⅱ.2-13 最大津波水位(4)



図Ⅱ.2-14 最大津波水位(5)











図Ⅱ.2-15 最大津波水位(領域 27)(1)











図Ⅱ.2-16 最大津波水位(領域 27)(2)











図Ⅱ.2-17 最大津波水位(領域 27)(3)











図Ⅱ.2-18 最大津波水位(領域 27)(4)



図Ⅱ.2-19 最大津波水位(領域 27)(5)
4) 結果の比較と考察

表Ⅱ.2-3 で示した計算ケース 3~50 の最大津波水位と基準断層モデルである計算ケース 1 の最大津波水位を比較し、以下に示す計算の目的毎 1)から 6)に帯図(**図Ⅱ.2-20**~**図 Ⅱ.2-25**)で示す。例えば、1)の場合、計算目的は断層位置の違いであることから、計算ケ ース 1、3、4 (**表Ⅱ.2-3**)の最大津波水位を比較する。

- a) 断層位置の違い(図Ⅱ.2-20)
- b)断層深さの違い(図Ⅱ.2-21)
- c) 走向の違い(図Ⅱ.2-22)
- d) 傾斜角の違い(図Ⅱ.2-23)
- e) すべり角の違い(図Ⅱ.2-24)
- f)断層位置、傾斜角、走向の違い(図Ⅱ.2-25)

図 II.2-20~図 II.2-24 には、各計算ケースの最大津波水位と差(各計算ケースから基準 断層モデルを引いた値)を示している。また、図 II.2-25(下段)では、計算目的6)におけ る断層モデル間の幾何標準偏差 σ をプロットした。つまり、断層パラメータ(断層位置・ 走向・傾斜角)の違いによってばらついた最大津波水位の幾何標準偏差を観測地点毎に求 めることで得られた帯図である。ここで、幾何標準偏差 σ の算定式は断層モデル数 Nと観 測地点番号 *i* での最大津波水位 H_i を用いて次式のように表せる。

$$\log_{10} H_{i} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} \log_{10} H_{i,j}$$
(1)
$$\sigma_{i} = \left[\frac{1}{N} \left\{ \sum_{j}^{N} \left(\log_{10} H_{i,j} \right)^{2} - N \left(\log_{10} H_{i} \right)^{2} \right\} \right]^{1/2}$$
(2)

帯図の横軸は領域27の観測地点番号を北から南へ付した値である。各観測地点の位置を、 最大津波水位分布図(図II.2-15~図II.2-19)の海岸線付近の数字で対応させた。



図Ⅱ.2-20 断層位置の違いで変動した最大津波水位(上段)と基準断層との差(下段)



図Ⅱ.2-21 断層深さの違いで変動した最大津波水位(上段)と基準断層との差(下段)



図Ⅱ.2-22 走向の違いで変動した最大津波水位(上段)と基準断層との差(下段)





図Ⅱ.2-24 すべり角の違いで変動した最大津波水位(上段)と基準断層との差(下段)



図II.2-25 断層位置、走向、傾斜角の違いで変動した最大津波水位(上段)と幾何標準偏 差 σ(下段)

次に、最大津波水位に寄与する断層パラメータを調べるため、計算の目的 3)(走向の違い)、4)(傾斜角の違い)、6)(断層位置、走向、傾斜角の違い)におけるパラスタの比較結果をクラス間隔 0.2 の頻度分布で定量化した(図Ⅱ.2-26)。横軸は最大津波水位を規格化した値であり、μはその平均値である。規格化は、領域 27 の全観測地点(1360点)において、計算ケース間の最大津波水位の最大値 H_{MAX}と標準偏差 H_{SD}の比(H_{MAX} / H_{SD})を取ることで求めた。本検討では標準偏差で規格化したが、分母の値を最小値とする場合もある(原子力発電所の津波評価技術(2002))。縦軸は頻度分布を規格化した値である。従って、頻度分布の面積は1となる。



図Ⅱ.2-26 規格化した最大津波水位の頻度分布

さらに、各計算ケースと基準断層モデルの最大津波水位の相関関係(図Ⅱ.2-27)を見る ことで、観測地点における最大津波水位の分布の特徴を定量的に述べることができる。図 Ⅱ.2-27 で示した相関係数は各計算ケースで求めた値であり、特徴のあった6ケースを載せ た。このようにして各計算ケースで求まる相関係数を、計算の目的ごとに平均した値が表 Ⅱ.2-4 で示した相関係数の平均値である。



このようにパラスタの結果を帯図、頻度分布、相関関係で定量化することで、領域27(秋田県北部)の海岸線から200m沖における最大津波水位と断層パラメータの関係を、**表**II.2-4のようにまとめることができる。

計算の目的	σの平均値	相関係数の平均値	頻度分布の平均値μ
①断層位置の違い	0.019	0.989	-
②断層深さの違い	0.015	0.982	-
③走向の違い	0.019	0.978	1.7
④傾斜角の違い	0.013	0.984	4.0
⑤すべり角の違い	0.013	0.999	-
⑥断層位置、傾斜角、走向の違い	0.027	0.960	2.3

表 Π. 2-4 幾何標準偏差 σ、相関係数、頻度分布 μ の平均値

a) 断層位置の違い

最大津波水位は、断層位置が沿岸に近いほど大きくなった(図Ⅱ.2-20)。

b) 断層深さの違い

最大津波水位は、断層深さが浅いほど大きくなった(図Ⅱ.2-21)。断層深さを変えること で、観測地点によって最大津波水位が大きく変動する場合がある。その変動は最大津波水 位の大小に関わらずばらつく(図Ⅱ.2-27のケース番号 08)。

c) 走向の違い

最大津波水位は、断層前面方向にあたる沿岸で大きくなるが、それ以外の沿岸ではそれ ほど変化しない。そのため、相関係数が他のパラスタより小さく(図Ⅱ.2-27のケース番号 15、表Ⅱ.2-4)、基準断層モデルとの差(図Ⅱ.2-22の下段)は走向の向きで逆相関となる。 また、最大津波水位が 4m より大きくなると、ばらつきも大きくなる(図Ⅱ.2-27のケース 番号 15)。

d) 傾斜角の違い

最大津波水位は、傾斜角を大きくすると観測地点番号 500 より南側で大きくなる傾向に ある(図Ⅱ.2-23)。ただし、最大津波水位のピークにあたる一部の地点では、傾斜角を大き くすると最大水位が基準断層モデルより小さくなる(図Ⅱ.2-23)。このことは基準断層モ デルとの相関関係(図Ⅱ.2-27 のケース番号 17、19、20)からもわかる。ケース番号 17、 19、20 のように、傾斜角が大きくなるにつれて、波高の大きい 5m 以上で大きくばらつき、 さらに基準断層モデルより小さい方へばらつく。そのため、傾斜角を大きくすると線形回 帰直線の傾き(赤実線)が小さくなっている。また、頻度分布(図Ⅱ.2-26)は1から7ま で広く分布しており、走向と比べ最大津波水位への寄与が大きいことが分かる。

e) すべり角の違い

最大津波水位はすべり角(90°)から大きく変化させるほど小さくなる傾向が見られる (図II.2-24)。他方、図II.2-27のケース番号22のようにばらつきが小さく、相関は他の パラスタより良い(表II.2-4)。つまり、すべり角を変えることですべての観測地点の最大 津波水位がほぼ均等に変動する。

f) 断層位置、走向、傾斜角の違い

最大津波水位の観測地点毎のばらつきは、比較的沿岸地形の起伏が大きな地域、観測地 点番号 500 付近や 900 付近(能代港)で大きくなる(図Ⅱ.2-25)。また、領域の境界付近 である観測地点番号 100 以下や 1200 以上でもばらつきが大きくなる傾向が見られる(図 Ⅱ.2-25)。また、頻度分布の平均値は 2.3(図Ⅱ.2-26、表Ⅱ.2-4)であり、これは走向と 傾斜角の平均値の間である。つまり、傾斜角の寄与が走向より大きいことがわかる。

以上の考察から次のことが言える。すべてのパラスタにおける幾何標準偏差 σ の値は、 評価の対象領域が狭かった(領域番号 27 のみ)ため、小さくなったと考えられる。1)断層 位置、2)断層深さ、5)すべり角は、パラメータの変動範囲が大きくなると最大津波水位も 大きく変動する。つまり、津波水位に対する寄与がシンプルで、定性的かつ直感的に理解 できた。しかし、3)走向は、断層前面方向にあたる沿岸とそれ以外の沿岸に対する寄与の 大小は明らかだが、観測地点によるばらつき他のパラスタより大きくなり相関係数は小さ くなった。また、4)傾斜角は、定量化したものの、パラメータの違いと最大津波水位の変 化との関係を述べることが難しかった。このように、評価地点とその範囲の設定、そして 3)走向と4)傾斜角のパラスタは、さらに詳しく検討する必要がある。

Ⅲ 地震動の検証方法の検討

工学的基盤での最大加速度・最大速度を計算するための距離減衰式は司・翠川(1999) によるものを利用した。また、表層地盤のモデルは、防災科学技術研究所 web サイト・地 震ハザードステーション「J-SHIS」で公開されているデータを使用した。このデータは 250m メッシュごとの微地形区分と表層 30m の平均 S 波速度(AVS30)(Wakamatsu and Matsuoka, 2013)と AVS30から藤本・翠川(2006)により求められる最大速度増幅率からなる。そこ で、距離減衰式で求めた工学的基盤最大速度に表層地盤による速度増幅率を乗じることに よって、地表面最大速度を求めた。地表面最大速度から推定震度を求める方法については、 藤本・翠川(2005)によるものを使用した。

実施するパラスタのケース及び各パラメータのふり幅を以下の表 Ⅲ-1に示す。

ケース番	計算の目	断層位置	断層深さ	走向(°)	傾斜角	すべり角	すべり量
号	的		(km)		(°)	(°)	
Case01	基準	標準	0	3	30	90	5.45
Case02	断層位置	標準	0	3	30	90	5.45
Case03	の違い	東寄り	0	3	30	90	5.45
Case04		西寄り	0	3	30	90	5.45
Case05	断層深さ	標準	0	3	30	90	5.45
Case06	の違い	標準	2.5	3	30	90	5.45
Case07		標準	5	3	30	90	5.45
Case08		標準	10	3	30	90	5.45
Case09	走向の違	標準	0	3	30	90	5.45
Case10	<i>د</i> ب	標準	0	3+5	30	90	5.45
Case11		標準	0	3-5	30	90	5.45
Case12		標準	0	3+10	30	90	5.45
Case13		標準	0	3-10	30	90	5.45
Case14		標準	0	3+15	30	90	5.45
Case15		標準	0	3-15	30	90	5.45
Case16	傾斜角の	標準	0	3	30	90	5.45
Case17	違い	標準	0	3	37.5	90	5.45
Case18		標準	0	3	45.0	90	5.45
Case19		標準	0	3	52.5	90	5.45
Case20		標準	0	3	60.0	90	5.45

表 Ⅲ-1 地震動評価のためのパラスタケース一覧

入力データとして使用した J-SHIS 公開の 250m メッシュの表層地盤モデルを以下に示す。 それぞれ微地形区分(図 Ⅲ-1) 微地形区分コード表(表 Ⅲ-2)、地表から地下 30m まで の深さの平均 S 波速度を推定した AVS30(図 Ⅲ-2)、表層地盤による速度増幅率(図 Ⅲ-3) である。



図 Ⅲ-1 微地形区分(J-SHIS データ)



(J-SHIS による)

コード	微地形区分
1	山地
2	山麓地
3	丘陵
4	火山地
5	火山山麓地
6	火山性丘陵
7	岩石台地
8	砂礫質台地
9	ローム台地
10	谷底低地
11	扇状地
12	自然堤防
13	後背湿地
14	旧河道
15	三角州·海岸低地
16	砂州・砂礫州
17	砂丘
18	砂州·砂丘間低地
19	干拓地
20	埋立地



図 Ⅲ-2 AVS30 (J-SHIS データ)



図 Ⅲ-3 表層地盤による速度増幅率

まずは、本解析に用いた解析手法の妥当性の確認のため、基準ケース (Case01)の結果を 観測記録と比較する。

工学的基盤面の最大速度(図 Ⅲ-4)では、距離に応じて減衰する様子が見られ距離減 衰式の妥当性を確認できる。また、表層地盤での最大速度(図 Ⅲ-5)、推定震度(図 Ⅲ-6) において表層の地盤の異なる増幅率によって、震源から等距離でも大きな違いが現れてい る。

震度分布について、気象庁による 1983 年日本海中部地震の観測記録(図 Ⅲ-9)と計算 結果(図 Ⅲ-6)を比較する。なお、当時の観測震度は計測震度で なく、かつ8 階級である が、ここでは、計算された計測震度について、例えば、4.5~5.4 を震度 5、3.5~4.4 を震 度 4 として比較する。観測、計算の双方とも秋田県男鹿半島近辺に推定震度 5 の最大震度 が出ており、定性的な妥当性を評価できる。また、表Ⅲ-3 に示す地点での最大震度を比較 すると、観測との定量的な比較が可能となる。

1983年の被害調査アンケートによる秋田県における震度分布(図 Ⅲ-11)と距離減衰式 により計算された距離減衰式により計算された地表の推定震度(図 Ⅲ-10)を比較すると、 男鹿半島の南北で特徴的な震度の違い等の局所的な震度分布が、計算では表現されていな いことがわかる。







推定震度(1) 0.5~15 1.5~25 2.5~35 3.5~4 4~4.5

 $4.5 \sim 5$ $5 \sim 5.5$ $5.5 \sim 6$ >= 6

図 Ⅲ-5 地表面での最大速度(基準モデル)



図 Ⅲ-6 推定震度(基準モデル)



図 Ⅲ-7 1983年日本海中部地震震度分布(日本地震被害総覧より引用)



地域名称	震度観測点名称	LAT	LON	観測震度	推定震度
青森県津軽南部	深浦町深浦	40.64667	139.9333	5	4.6
青森県下北	むつ市金曲	41.28333	141.2117	5	4.1
秋田県沿岸南部	秋田市山王	39.71833	140.1	5	5.1
渡島地方東部	渡島森町上台町	42.10667	140.5683	4	4
檜山地方	檜山江差町姥神	41.86833	140.125	4	4.6
青森県津軽北部	青森市花園	40.82167	140.7683	4	4.2
青森県三八上北	八戸市湊町(旧)	40.52833	141.5217	4	4
岩手県内陸北部	盛岡市山王町	39.69833	141.165	4	3.7
山形県庄内	酒田市亀ヶ崎(旧)	38.90833	139.8433	4	4.3
石川県能登	輪島市鳳至町	37.39167	136.895	3	2.2
渡島地方東部	函館市美原	41.81667	140.7533	3	4
後志地方東部	俱知安町南1条	42.90167	140.7567	3	3.8
胆振地方中東部	室蘭市山手町(旧)	42.31167	140.975	3	3.3
十勝地方中部	帯広市東4条	42.92333	143.2117	3	2.1
岩手県沿岸北部	宮古市鍬ヶ崎	39.64667	141.965	3	2.4
岩手県沿岸南部	大船渡市大船渡町	39.065	141.715	3	2.9
宮城県中部	仙台宮城野区五輪	38.26167	140.8967	3	3
福島県中通り	福島市松木町	37.75833	140.47	3	2.8
新潟県上越	上越市大手町	37.10667	138.2467	3	2.3
新潟県下越	新潟中央区幸西	37.91333	139.0483	3	3.8
新潟県佐渡	佐渡市相川三町目(旧)	38.03	138.24	3	3

表 Ⅲ-3 観測された震度階(気象庁)と計算により求まった推定震度の一覧表



図 Ⅲ-9 観測震度(気象庁による)と計算による推定震度の比較図



図 Ⅲ-10 推定震度(基準モデル) 秋田県拡大



図 Ⅲ-11 秋田県 震度分布(1983年日本海中部地震被害調査報告書より引用)

断層パラメータスタディの結果を以下に示す。Case02、Case05、Case09、Case16 は基準 モデルと同じ設定であるが、比較のため重複して図示している。

●工学的基盤最大速度



図 Ⅲ-12 工学的基盤最大速度 (Case02-Case07)



CaseO8(断層深さ10km)	CaseO9(CaseO1 と同じ)	Case10(走向+5 度)
Case11(走向-5 度)	Case12(走向+10度)	Case13(走向-10度)
Case14(走向+15度)	Case15(走向-15度)	
		工学的基盤最大速度 PGVb(cm/s) 0~2 2~4 4~6 6~8 8~10 10~12 12~14 12~14 14~16 6~8 16~18 18~20 >=20

図 Ⅲ-13 工学的基盤最大速度 (Case08-Case15)







CaseO2(CaseO1 と同じ)	CaseO3(断層位置東寄り)	Case04(断層位置西寄り)
Case05(Case01と同じ)	CaseO6(断層深さ 2.5km)	CaseO7(断層深さ 5km)

図 Ⅲ-15 地表面最大速度 (Case02-Case07)



>= 30

255

CaseO8(断層深さ 10km)	Case09(Case01と同じ)	Case10(走向+5 度)
Case11(走向-5度)	Case12(走向+10度)	Case13(走向-10度)
	I de la compañía de	E MAR
Case14(走向+15 度)	Case15(走向-15 度)	
1	I A A A A A A A A A A A A A A A A A A A	地表面最大速度 PGVs(cm/s) ● 0 ~ 5 ● 5 ~ 10 ■ 10 ~ 15 ■ 15 ~ 20 ■ 20 ~ 25 ■ 25 ~ 30 ■ >= 30

図 Ⅲ-16 地表面最大速度 (Case08-Case15)

Case16(Case01と同じ)	Case17(傾斜角 37.5 度)	Case18(傾斜角 45 度)
Case19(傾斜角 52.5 度)	Case20(傾斜角 60 度)	
		地表面最大速度 PGVs(cm/s) 0 ~ 5 5 ~ 10 10 ~ 15 15 ~ 20 20 ~ 25 25 ~ 30 ▶= 30

図 Ⅲ-17 地表面最大速度 (Case16-Case20)



地表面最大速度

図 Ⅲ-18 推定震度 (Case02-Case07)





図 Ⅲ-19 推定震度 (Case08-Case15)



図 Ⅲ-20 推定震度 (Case16-Case20)

断層パラメータの不確実さが地震動評価に与えるばらつきの定量化のため、パラメータ を変更したモデル(例 Case02, Case03)の計算結果の基準モデル(Case01)に対する比率を 求めた。基準モデル計算結果を横軸に、パラメータ変更モデルの計算結果の比を縦軸にプ ロットした。但し、推定震度は 0.1 の単位での出力であることからモデル間での違いは陽 に現れていない。

以下、断層位置を東西に 50km 変動したケース(図 Ⅲ-21)、断層の上端深さを 2.5km から 10km まで変動したケース(図 Ⅲ-22)、走向角を 5 度間隔で正負 15 度に変動したケース(図 Ⅲ-23、図 Ⅲ-24、図 Ⅲ-25)、傾斜角を 7.5 度刻みで 60 度まで変動したケース(図 Ⅲ-26)をメッシュ単位でプロットした図を示す。これらを比較すると、断層位置及び走向角を変動したケースの基準モデルからのばらつきが大きく、さらに詳細な検討が必要であるといえる。



図 Ⅲ-21 断層位置を東西に変更したケース



図 Ⅲ-22 断層の上端深さを 2.5km から 10km まで変動したケース









図 Ⅲ-26 傾斜角を 7.5 度刻みで 60 度まで変動したケース

(d) 今年度の成果と今後の課題

今年度の業務目標は、津波や地震動の波源・震源となる断層のモデル化の手法、モデル の検証手法を検討すること、そのための準備作業である。

i)既往資料の収集・整理

準備として、まず、日本海海域における既往地震津波に関する既往資料の収集整理を実施した。まず、日本海海域において震源ないし波源となりうる断層について、総括的な文献や断層図などをもとに地質構造図ないし断層の分布図を整理し、既往断層モデルとして、日本海東縁の既往地震についての断層モデルのパラメーター覧を整理した。断層モデルの拘束条件となる浅部地殻の地質構造としては、日本海東縁のテクトニクスの調査・研究についての文献や本地域で実施されてきた調査・研究プロジェクトの成果をもとに、現状における日本海東縁のひずみ集中帯についての、日本海の海底の沈み込みに関する解釈を整理し、日本海の地殻構造の構成や厚さの地域的な変化をまとめた。さらに、ISC

(International Seismological Centre) カタログデータや気象庁の一元化震源データを 用いて、日本海における地震発生状況について、周辺陸域を含む震源分布を整理して平面 図・断面図を作成し、地震の発生頻度をまとめた。

これらのデータの中から、日本海における海域の活断層の活動によるものと考えられる 既往の歴史地震津波(ロシア連邦沿海地方沿岸及び朝鮮半島東岸を含む)の波源にかかわる 想定断層モデルに関する文献、国や自治体の被害想定報告、原子力施設の安全審査等を含 む資料を再整理し、断層モデルの妥当性チェックのための地震津波事例として、1983年日 本海中部地震を選定した。

一方、断層モデルの妥当性チェックのための津波予測計算に用いる海底および沿岸の地 形データを作成した。この作業では、波源域から沿岸域までを一括して計算するため、外 洋から陸域に近づくほど細かい格子間隔となるように1:3の割合で計算格子を細分化する 方法によって地形モデルを構成し、外洋部から1350 m、450 m、150 m、50 mの空間格子間 隔となるように設定した。

また、海域における断層モデルの構築においては、データの不足や不確実性を考慮して 断層パラメータを設定する必要があるので、既往研究から、海域における断層の位置、走 向、傾斜、すべり角度、すべり量、発生層厚さから決まる断層幅等のパラメータのばらつ きや不確実性を検討した事例を整理した。

ii)断層モデル作成手法の検討

サブテーマ(1)、(2)から提供される海域断層に関連するデータを想定し、地震本部、 土木学会等の既往資料に示された断層モデルの作成手法、考え方をふまえて、次年度以降 に、日本海海域全域についての断層モデル(群)を作成する際の考え方、パラメータ設定 上で考慮する条件等を整理した。提供されるデータにおいて、断層の位置や走向、傾斜に 不確実性が含まれると予想されること、スケーリング則の前提となる断層幅の設定と断層 幅の設定に根拠となる地震発生層下端の設定において、現状では確定的なデータがないこ とを前提に、どのようにして断層モデルを構築していくかという考え方を検討した。

iii)断層モデルの検証方法の検討

1983 年日本海中部地震を対象として、今回設定した断層モデルに基づいて、津波と地震 についての予測計算(パラスタ)を行った。

津波については、1983 年日本海中部地震を模した基本的な断層モデルを用いた際の最大津 波水位と断層パラメータのうち、断層位置、走向、傾斜、上端深さ、すべり角を変化させ た場合の最大津波水位のばらつきを比較することで、断層パラメータのうち最大津波水位 に大きく寄与するパラメータがどれかを検討した。この作業により、断層モデル作成の際 に調整するパラメータの数を絞ることができた。この結果をふまえ、断層モデルの作成に 必要なパラメータの特徴や設定値の目安を検討した。

地震動については、簡便法[司・翠川(1999)による距離減衰式で工学的基盤での最大速 度を求め、J-SHIS で公開されている増幅率を用いて地表の速度を求め、気象庁の手法で計 測震度を算出]で地表地震動を算出する方法を用いて、断層位置、走向、傾斜、上端深さに ついてのパラスタを実施し、それらの地表地震動への寄与の程度を検討した。

今後の課題としては次のようになる。

・サブテーマ(1)、(2)から提供される具体的な断層データを用いた断層モデル設定方 法の検討

・今回の検証結果にもとづく個々の断層パラメータの津波高、地震動への寄与程度の整理 とその結果の断層パラメータ設定方法への反映、ばらつき評価のためのパラスタ範囲の決 定と実際のデータにもとづくパラスタの実施。

・以上の結果をふまえた、日本海海域についての断層モデル(群)の構築。

・構築した断層モデル(群)のうち、既往のM7クラス以上の地震に対応するモデルを用いた 津波高、震度の実測値との比較、検証とその結果をふまえた断層モデル(群)作成手法の 改良。
(e) 引用文献

【参考文献(断層関連)】

1) 阿部邦昭,小津波の波源モデルと津波の性質 -日本海中部地震の最大余震(1983 年 6 月 21 日)に伴う津波一,地震,40,2,349-363,1987.

2) 相田勇, 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 59, 93-104, 1984.

3) Akaike H., A New Look at the Statistical model Identification, IEEE Trans. on Autom. Cont., 19, 716-723, 1974.

4) Aki K., Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula logN=a-bM and its Confidence Limits., Bull. of the Earthq. Res. Inst., 43, 237-239, 1965.

5) Ansell J. H. and Smith E. G. C., Detailed Structure of a Mantle Seismic Zone using the Homogeneous Station Method, Nature, 253, 518-520, 1975.

6) 土木学会原子力委員会津波評価部会:原子力発電所の津波評価技術, 2002.

7)藤田和夫・今泉俊文・貝塚爽平・松田時彦・中田高・岡田篤正・太田陽子・宇津徳治・米 倉伸之・吉井敏尅:日本の活断層〔新編〕 分布図と資料,437pp,4 sheets,,活断層研究 会,東京大学出版会,1991.

8)藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷 川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章,東 日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討,防災科学技術研究所研究資料, 2012.

9) 原子力安全規制庁:基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド(案), 2013.

10) 約野義夫:日本海の海底:調査研究史資料,北陸地質研究所報告,2:1-179,1992.URL: http://hdl.handle.net/2297/6467

11) 伊藤潔・中村修一,西南日本内帯における地震発生層の厚さ変化と内陸大地震,京都大学防災研究所年報,41,27-35,1998.

12) Irikura, K. and H. Miyake : Recipe for Predicting Strong Ground Motion from Crustal Earthquake Scenarios, PAGEOPH, 168, 85-104, 2011.

13)入倉孝次郎・三宅弘恵:シナリオ地震の強震動予測,地学雑誌,110,849-875,2001.

14) Isezaki N., Bersenev I.I., Tamaki K., etc. (ed.), Geology and Geophysics of the Japan Sea, 487pp, TERRAPUB, 1996.

15) 地震調査研究推進本部:日本海東縁部の地震活動の長期評価,2003.

16) 小林洋二: プレート"沈み込み"の始まり. 月刊地球, 5, 510-514, 1983.

17) Mogi K., Regional Variations in magnitude-Frequency Relation of Earthquakes., Bull. of the Earthq. Res. Inst., 45, 313-325, 1967.

18) Mogi K., Study of Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogeneous Materials and its Relations, Bull. of the Earthq. Res. Inst., 40, 125-173, 1962.

19) Mori J. and Shimazaki K., Source Process of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake,

Abstr. Meet. Seismol. Soc. Jpn., A16, Oct., 1983.

20) 文部科学省研究開発局・(独) 防災科学研究所(2013):科学技術振興費「ひずみ集中帯の 重点的調査観測・研究」(平成24年度)成果報告書(3.2.2 マルチチャネル等による海域地 殻構造探査), 2012.

21) Murotani, S., Miyake, H. and Koketsu, K., Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes. Earth Planets Space, 60, 987-991, 2008.

22) Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, S. Kitagawa, Scaling Relations of Earthquakes on Inland Active Mega-Fault Systems, AGU fall meeting 2010, S51A-1911, 2010.

23) 中村一明:日本海東縁新生海溝の可能性,東京大学地震研究所彙報,58,3,711-722,東 京大学地震研究所,1983.

24) 内閣府(2007) 日本海の津波調査業務 報告書, 2007

25) 乗富一雄・佐伯裕治:秋田市沖地震について.東北地域災害科学研究, 99-111, 1971.

26) 大竹政和・平朝彦・太田 陽子(編集):日本海東縁の活断層と地震テクトニクス,東京 大学出版会,2002.

27) 岡村行信:日本海東縁の地質構造と震源断層との関係,地質学雑誌,116,582-591,2010.

28) Sato T., Kosuga M. and Tanaka K., Aftershock Distribution of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) Earthquake Determined from Relocated hypocenters, J Phys. Earth, 34, 203-223, 1985.

29) Powers P. M., and Jordan T. H., Distribution of Seismicity across strike-slip faults in California, J, Geophy. Res., 115, 2010.

30) Sato T., Rupture Characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) Earthquake as Inferred from Strong motion Accelerograms, J Phys. Earth, 33, 525-557, 1985.

31) 佐藤良輔:日本の地震断層パラメータ・ハンドブック. 390pp. 鹿島出版会, 1989.

32) Seno, T. and Eguchi, T., Seismotectonics of the Western Pacific. in Geodynamics of the Western Pacific Indonesian Region. edited by T.W.C. Hilde and S. Uyeda, Geodynamic Series, 11, 5-40, 1981.

33) 瀬野徹三:日本海沈み込み節に関する一考察-日本海溝における地震のスリップベク トル. 地震第2輯, 36, 270-273, 1983.

34) 瀬野徹三:日本海沈み込み説に関する一考察--日本海溝における地震のスリップ・ベクトル--,地震 第2輯, 36, 2, 270-273, 地震学会, 1983.

35) Shimazaki K. and Mori J., Focal Mechanism of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake, Abstr. Meet. Seismol. Soc. Jpn., A15, Oct. 1983.

36) Sung Kwun Chough, Geology and Sedimentology of the Korean Peninsula, 363pp, Elsevier,2013.

37) Tamaki K., F. Murakami and K, Nishimura, Continuous seismic reflaction profiling survey, 48-51, 1979.

38) Tamaki, K., Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications, Bulletin of the Geological Survey of Japan, 39, 5, 269-365, Geological Survey of Japan, 1988.

39) 竹内章:日本海東縁新生プレート境界論再考.月刊地球,27(7),510-536,2005.

40)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2,66, 31-45,2013.

41) 平朝彦:第1章 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス.日本海東縁の活断層と 地震テクトニクス, 3-15, 2002.

42)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:日本周辺海域中新世最末期以 降の構造発達史(CD-ROM版),海洋調査技術,13,1,1,CD-ROM,海洋調査技術学会,2001.

43) 海野徳仁・長谷川昭・小原一成・松沢暢・清水洋・高木章雄・田中和夫・小菅正裕, 1983 年日本海中部地震の前震と余震の震源分布,地震, 38, 2, 399-410, 1985.

44) Utsu T., A Three-Parameter Formula for Magnitude Distribution of Earthquakes, J. Phys. Earth, 22, 71-85, 1974.

45) 宇津徳治, 地震の規模別度数の統計式 logn=a-bM の係数 b を求める一方法, Geophys. Bull. of the Hokkaido Univ., 13, 99-103, 1965.

【引用文献(津波・地震被害)】

1) 愛知県/編,1983年日本海中部地震現地調査報告,1983.

2)秋田県生活環境部消防防災課/編昭和58年(1983年)日本海中部地震の記録 被災要因と 実例, 1984.

- 3) 秋田大学鉱山学部土木工学科昭和五十八年日本海中部地震被害調査速報, 1983.
- 4) 中央開発(株) 1983年日本海中部地震震害報告書, 1983.
- 5) 土木学会, 1983年日本海中部地震震害調查報告書, 1986.
- 6) 土木学会, 1993年北海道南西沖地震震害調查報告, 1997.
- 7) 土木学会昭和39年新潟地震震害調查報告, 1966.
- 8) 弘前大学日本海中部地震研究会/編「1983年日本海中部地震」総合調査報告書, 1984.
- 9) 北海道地区自然災害科学資料センター,北海道地区自然災害科学資料センター報告, 1994.
- 10) 北海道南西沖地震調查報告書,北海道南西沖地震調查報告書, 1993.
- 11) 自治省消防庁/編昭和58年(1983年)日本海中部地震調査報告書, 1983.
- 12) 土質工学会 東北支部/編1983年日本海中部地震被害調查報告書, 1986.
- 13)科学技術庁研究調整局昭和58年(1983年)日本海中部地震に関する緊急研究報告書, 1984.
- 14) 科学技術庁国立防災科学技術センター/監修新潟地震防災研究総合報告, 1965.
- 15) 建設省/国土地理院新潟地震震災調査報告書, 1965.
- 16) 建設省東北地方建設局企画部企画課/編, 1983 年日本海中部地震災害報告書, 1986.
- 17) 内閣府(防災担当),災害復興対策事例集, 2010.
- 18) 新潟地震災害資料新潟地震災害資料, 1966.
- 19) 新潟地震災害資料編集委員会/編,新潟地震災害資料, 1966.
- 20) 日本建築学会新潟地震災害資料, 1964.
- 21) 自然災害科学総合研究班/編, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, 1984.
- 22) 東京消防庁/編昭和58年(1983年)日本海中部地震調査報告書, 1983.
- 23) 東北工業大学工学部土木工学科浅田研究室/編昭和五十八年日本海中部地震における地盤お よび土質構造物の被害調査速報, 1983.
- 24) 通商産業省/工業技術院地質調査所, 新潟地震予察報告, 1966.
- 25) 宇佐美 龍夫, 日本被害地震総覧, 2013.

東京大学.工学部土木工学科教室新潟震災調查班昭和39年新潟地震震害調查速報,1964.

【断層モデルパラメータの不確実性に関する既往研究事例】

- 1) 土木学会 原子力土木委員会,原子力発電所の津波評価技術, 2002.
- 2) 土木学会 原子力土木委員会,確率論的津波ハザード解析の方法, 2011.
- 3) (独)原子力安全基盤機構,津波波源モデルの精度向上に関する研究, 2010.
- 4) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会,「全国を概観した地震動予測地図」報告書, 2005.

【断層モデル パラメータスタディ(地震動)】

1)藤本一雄・翠川三郎:近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法.地域安

全学会論文集, 7, 1-6, 2005.

2) 藤本一雄・翠川三郎, 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平

均 S 波速度の関係,日本地震工学会論文集,第6巻,第1号,11-22,2006.

3) 司宏俊・翠川三郎(1999) 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距)離 減衰式. 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70, 1999.

4) 防災科学技術研究所 web サイト・地震ハザードステーション「J-SHIS」

http://www.j-shis.bosai.go.jp/

5) Wakamatsu, K. and M. Matsuoka, Nationwide 7.5-Arc-Second Japan Engineering Geomorphologic Classification Map and Vs30 Zoning, Journal of Disaster Research, 8, 904-911, 2013.