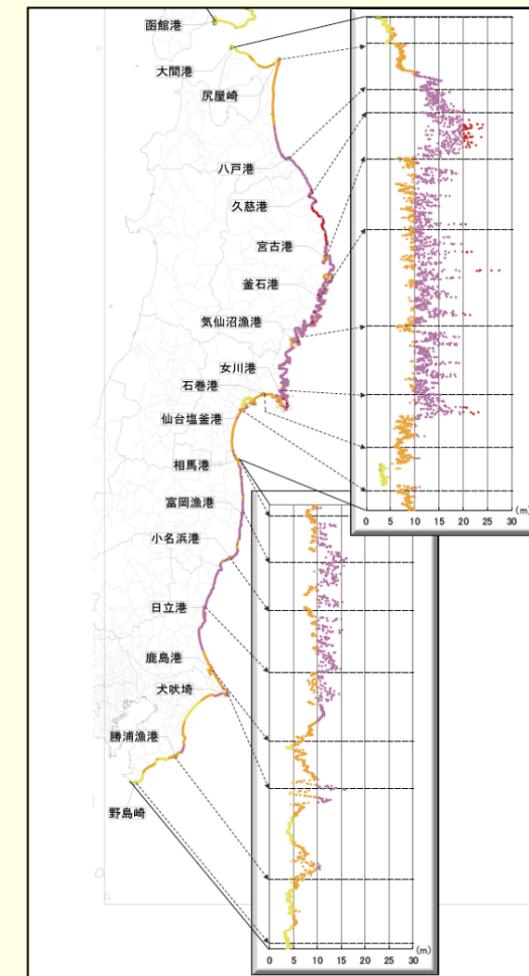


日本海溝に発生する地震による確率論的  
津波ハザード評価の手法の検討

An Approach to Tsunami Hazard Assessment along  
the Northeastern Coastal Area in Japan

-Method and Preliminary Results-



## 防災科学技術研究所研究資料

- 第 331 号 E-Defense を用いた実大 RC 橋脚 (C1-1 橋脚) 震動破壊実験研究報告書 -1970 年代に建設された基部曲げ破壊タイプの RC 橋脚震動台実験 -(付録 DVD) 107pp. 2009 年 1 月発行
- 第 332 号 強震ネットワーク 強震データ Vol. 25(平成 20 年 No. 1) (CD-ROM 版). 2009 年 3 月発行
- 第 333 号 強震ネットワーク 強震データ Vol. 26(平成 20 年 No. 2) (CD-ROM 版). 2009 年 3 月発行
- 第 334 号 平成 17 年度大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅡ 地盤基礎実験 -震動台活用による建造物の耐震性向上研究-(付録 CD-ROM) 62pp. 2009 年 10 月発行
- 第 335 号 地すべり地形分布図 第 43 集「函館」14 葉(5 万分の 1). 2009 年 12 月発行
- 第 336 号 全国地震動予測地図作成手法の検討(7 分冊+ CD-ROM 版). 2009 年 11 月発行
- 第 337 号 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討(付録 DVD). 2009 年 12 月発行
- 第 338 号 地すべり地形分布図 第 44 集「室蘭・久遠」21 葉(5 万分の 1). 2010 年 3 月発行
- 第 339 号 地すべり地形分布図 第 45 集「岩内」14 葉(5 万分の 1). 2010 年 3 月発行
- 第 340 号 新庄における気象と降積雪の観測(2008/09 年冬期) 33pp. 2010 年 3 月発行
- 第 341 号 強震ネットワーク 強震データ Vol. 27(平成 21 年 No. 1) (CD-ROM 版). 2010 年 3 月発行
- 第 342 号 強震ネットワーク 強震データ Vol. 28(平成 21 年 No. 2) (CD-ROM 版). 2010 年 3 月発行
- 第 343 号 阿寺断層系における深層ボーリング調査の概要と岩石物性試験結果(付録 CD-ROM) 15pp. 2010 年 3 月発行
- 第 344 号 地すべり地形分布図 第 46 集「札幌・苫小牧」19 葉(5 万分の 1). 2010 年 7 月発行
- 第 345 号 地すべり地形分布図 第 47 集「夕張岳」16 葉(5 万分の 1). 2010 年 8 月発行
- 第 346 号 長岡における積雪観測資料(31) (2006/07, 2007/08, 2008/09 冬期)47pp. 2010 年 9 月発行
- 第 347 号 地すべり地形分布図 第 48 集「羽幌・留萌」17 葉(5 万分の 1). 2010 年 11 月発行
- 第 348 号 平成 18 年度 大都市大震災軽減化特別プロジェクト実大 3 層 RC 建物実験報告書(付録 DVD) 68pp. 2010 年 8 月発行
- 第 349 号 防災科学技術研究所による深層掘削調査の概要と岩石物性試験結果(足尾・新宮・牛伏寺) (付録 CD-ROM)12pp. 2010 年 8 月発行
- 第 350 号 アジア防災科学技術情報基盤(DRH-Asia) コンテンツ集 266pp. 2010 年 12 月発行
- 第 351 号 新庄における気象と降積雪の観測(2009/10 年冬期) 31pp. 2010 年 12 月発行
- 第 352 号 平成 18 年度 大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅡ 木造建物実験 -震動台活用による建造物の耐震性向上研究-(付録 CD-ROM)120pp. 2011 年 1 月発行
- 第 353 号 地形・地盤分類および常時微動の H/V スペクトル比を用いた地震動のスペクトル増幅率の推定 242pp. 2011 年 1 月発行
- 第 354 号 地震動予測地図作成ツールの開発(付録 DVD) 155pp. 2011 年 5 月発行
- 第 355 号 ARTS により計測した浅間山の火口内温度分布(2007 年 4 月から 2010 年 3 月) 28pp. 2011 年 1 月発行
- 第 356 号 長岡における積雪観測資料(32) (2009/10 冬期) 29pp. 2011 年 2 月発行
- 第 357 号 浅間山鬼押出火山観測井コア試料の岩相と層序(付録 DVD) 32pp. 2011 年 2 月発行
- 第 358 号 強震ネットワーク 強震データ Vol. 29(平成 22 年 No. 1) (CD-ROM 版). 2011 年 2 月発行
- 第 359 号 強震ネットワーク 強震データ Vol. 30(平成 22 年 No. 2) (CD-ROM 版). 2011 年 2 月発行
- 第 360 号 K-NET・KiK-net 強震データ(1996 - 2010) (DVD 版 6 枚組). 2011 年 3 月発行
- 第 361 号 統合化地下構造データベースの構築 <地下構造データベース構築ワーキンググループ報告書> 平成 23 年 3 月 238pp. 2011 年 3 月発行
- 第 362 号 地すべり地形分布図 第 49 集「旭川」16 葉(5 万分の 1). 2011 年 11 月発行
- 第 363 号 長岡における積雪観測資料(33) (2010/11 冬期) 29pp. 2012 年 2 月発行
- 第 364 号 新庄における気象と降積雪の観測(2010/11 年冬期) 45pp. 2012 年 2 月発行
- 第 365 号 地すべり地形分布図 第 50 集「名寄」16 葉(5 万分の 1). 2012 年 3 月発行
- 第 366 号 浅間山高峰火山観測井コア試料の岩相と層序(付録 CD-ROM) 30pp. 2012 年 2 月発行
- 第 367 号 防災科学技術研究所による関東・東海地域における水圧破碎井の孔井検層データ 29pp. 2012 年 3 月発行
- 第 368 号 台風災害被害データの比較について(1951 年～2008 年, 都道府県別資料) (付録 CD-ROM)19pp. 2012 年 5 月発行
- 第 369 号 E-Defense を用いた実大 RC 橋脚 (C1-5 橋脚) 震動破壊実験研究報告書 -実在の技術基準で設計した RC 橋脚の耐震性に関する震動台実験及びその解析-(付録 DVD) 64pp. 2012 年 10 月発行
- 第 370 号 強震動評価のための千葉県・茨城県における浅部・深部地盤統合モデルの検討(付録 CD-ROM) 410pp. 2013 年 3 月発行
- 第 371 号 野島断層における深層掘削調査の概要と岩石物性試験結果(平林・岩屋・甲山) (付録 CD-ROM) 27pp. 2012 年 12 月発行

■表紙図 …… 日本海溝沿いの海溝型地震による津波ハザード評価の例(地震発生確率モデルを BPT モデルと想定した場合の 30 年超過確率が約 3% となる沿岸の津波高さの分布)

## 防災科学技術研究所研究資料

- 第 372 号 長岡における積雪観測資料(34) (2011/12 冬期) 31pp. 2012 年 11 月発行
- 第 373 号 阿蘇山一の宮および白水火山観測井コア試料の岩相記載(付録 CD-ROM) 48pp. 2013 年 2 月発行
- 第 374 号 霧島山万膳および夷守台火山観測井コア試料の岩相記載(付録 CD-ROM) 50pp. 2013 年 3 月発行
- 第 375 号 新庄における気象と降積雪の観測(2011/12 年冬期) 49pp. 2013 年 2 月発行
- 第 376 号 地すべり地形分布図 第 51 集「天塩・枝幸・稚内」20 葉(5 万分の 1). 2013 年 3 月発行
- 第 377 号 地すべり地形分布図 第 52 集「北見・紋別」25 葉(5 万分の 1). 2013 年 3 月発行
- 第 378 号 地すべり地形分布図 第 53 集「帯広」16 葉(5 万分の 1). 2013 年 3 月発行
- 第 379 号 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 349pp. 2012 年 12 月発行
- 第 380 号 日本の火山ハザードマップ集 第 2 版(付録 DVD) 186pp. 2013 年 7 月発行
- 第 381 号 長岡における積雪観測資料(35) (2012/13 冬期) 30pp. 2013 年 11 月発行
- 第 382 号 地すべり地形分布図 第 54 集「浦河・広尾」18 葉(5 万分の 1). 2014 年 2 月発行
- 第 383 号 地すべり地形分布図 第 55 集「斜里・知床岬」23 葉(5 万分の 1). 2014 年 2 月発行
- 第 384 号 地すべり地形分布図 第 56 集「釧路・根室」16 葉(5 万分の 1). 2014 年 2 月発行
- 第 385 号 東京都市圏における水害統計データの整備(付録 DVD) 6pp. 2014 年 2 月発行
- 第 386 号 The AITCC User Guide –An Automatic Algorithm for the Identification and Tracking of Convective Cells– 33pp. 2014 年 3 月発行
- 第 387 号 新庄における気象と降積雪の観測(2012/13 年冬期) 47pp. 2014 年 2 月発行
- 第 388 号 地すべり地形分布図 第 57 集「沖縄県域諸島」25 葉(5 万分の 1). 2014 年 3 月発行
- 第 389 号 長岡における積雪観測資料(36) (2013/14 冬期) 22pp. 2014 年 12 月発行
- 第 390 号 新庄における気象と降積雪の観測(2013/14 年冬期) 47pp. 2015 年 2 月発行
- 第 391 号 大規模空間吊り天井の脱落被害メカニズム解明のための E-ディフェンス加振実験 報告書 –大規模空間吊り天井の脱落被害再現実験および耐震吊り天井の耐震余裕度検証実験– 193pp. 2015 年 2 月発行
- 第 392 号 地すべり地形分布図 第 58 集「鹿児島県域諸島」27 葉(5 万分の 1). 2015 年 3 月発行
- 第 393 号 地すべり地形分布図 第 59 集「伊豆諸島および小笠原諸島」10 葉(5 万分の 1). 2015 年 3 月発行
- 第 394 号 地すべり地形分布図 第 60 集「関東中央部」15 葉(5 万分の 1). 2015 年 3 月発行
- 第 395 号 水害統計全国版データベースの整備. 2015 年発行予定
- 第 396 号 2015 年 4 月ネパール地震(Gorkha 地震) における災害情報の利活用に関するヒアリング調査 58pp. 2015 年 7 月発行
- 第 397 号 2015 年 4 月ネパール地震(Gorkha 地震) における建物被害に関する情報収集調査速報 16pp. 2015 年 9 月発行
- 第 398 号 長岡における積雪観測資料(37) (2014/15 冬期) 29pp. 2015 年 11 月発行
- 第 399 号 東日本大震災を踏まえた地震動ハザード評価の改良(付録 DVD) 253pp. 2015 年 12 月発行

- 編集委員会 -		<b>防災科学技術研究所研究資料 第 400 号</b>
(委員長)	下川 信也	平成 27 年 12 月 24 日 発行
(委員)		編集兼 国立研究開発法人
森川 信之	木村 尚紀	発行者 <b>防災科学技術研究所</b>
平島 寛行	佐々木智大	〒 305-0006
三好 康夫		茨城県つくば市天王台 3-1
(事務局)		電話 (029)863-7635
白田裕一郎	横山 敏秋	<a href="http://www.bosai.go.jp/">http://www.bosai.go.jp/</a>
(編集・校正)	樋山 信子	印刷所 松枝印刷株式会社
		茨城県常総市水海道天満町 2438

© National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention 2015

※防災科学技術研究所の刊行物については、ホームページ (<http://dil-opac.bosai.go.jp/publication/>) をご覧下さい。

## 日本海溝に発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法の検討

藤原広行<sup>\*1</sup>・平田賢治<sup>\*1</sup>・中村洋光<sup>\*1</sup>・長田正樹<sup>\*1</sup>・森川信之<sup>\*1</sup>・河合伸一<sup>\*1</sup>・大角恒雄<sup>\*1</sup>・  
青井 真<sup>\*1</sup>・松山尚典<sup>\*2</sup>・遠山信彦<sup>\*2</sup>・鬼頭 直<sup>\*2</sup>・村嶋陽一<sup>\*3</sup>・村田泰洋<sup>\*3</sup>・井上拓也<sup>\*3</sup>・  
斎藤 龍<sup>\*3</sup>・秋山伸一<sup>\*4</sup>・是永真理子<sup>\*4</sup>・阿部雄太<sup>\*4</sup>・橋本紀彦<sup>\*4</sup>

## An Approach to Tsunami Hazard Assessment along the Northeastern Coastal Area in Japan -Method and Preliminary Results-

Hiroyuki FUJIWARA<sup>\*1</sup>, Kenji HIRATA<sup>\*1</sup>, Hiromitsu NAKAMURA<sup>\*1</sup>, Masaki OSADA<sup>\*1</sup>,  
Nobuyuki MORIKAWA<sup>\*1</sup>, Shinichi KAWAI<sup>\*1</sup>, Tsuneo OHSUMI<sup>\*1</sup>, Shin AOI<sup>\*1</sup>, Hisanori MATSUYAMA<sup>\*2</sup>,  
Nobuhiko TOYAMA<sup>\*2</sup>, Tadashi KITOU<sup>\*2</sup>, Yoichi MURASHIMA<sup>\*3</sup>, Yasuhiro MURATA<sup>\*3</sup>, Takuya INOUE<sup>\*3</sup>,  
Ryu SAITO<sup>\*3</sup>, Shinichi AKIYAMA<sup>\*4</sup>, Mariko KORENAGA<sup>\*4</sup>, Yuta ABE<sup>\*4</sup>, and Norihiko HASHIMOTO<sup>\*4</sup>

<sup>\*1</sup> National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

<sup>\*2</sup> OYO corporation

<sup>\*3</sup> Kokusai Kogyo Co., LTD.

<sup>\*4</sup> Itochu Techno-Solutions Corporation

---

<sup>\*1</sup> 国立研究開発法人 防災科学技術研究所

<sup>\*2</sup> 応用地質株式会社

<sup>\*3</sup> 国際航業株式会社

<sup>\*4</sup> 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社

# 目次

1. はじめに .....	1
1.1 経緯 .....	1
1.2 全国を概観した確率論的津波ハザード評価の概要 .....	1
1.3 地域を限定した確率論的津波浸水ハザード評価手法の検討の概要 .....	3
2. 確率論的津波ハザード評価の方法に関する既往技術の概観 .....	4
2.1 確率論的津波ハザード評価の手法に関する既往研究 .....	4
2.1.1 地震・津波のハザード評価の手法 .....	4
2.1.1.1 確率論的地震ハザード評価の手法 .....	4
2.1.1.2 確率論的津波ハザード評価の手法 .....	5
2.1.1.3 発生確率の評価方法 .....	7
2.1.1.4 津波ハザード評価における不確実性の扱い .....	7
2.1.2 海外での研究事例 .....	10
2.2 津波発生源および日本周辺での地震活動にともなう津波 .....	12
2.2.1 津波発生源 .....	12
2.2.2 日本周辺での地震活動に伴う津波 .....	13
2.2.3 津波痕跡に関する資料 .....	14
2.3 津波の発生および伝播に関する計算手法 .....	20
2.3.1 地形モデルの作成方法，使用されているデータ，データの精度について .....	20
2.3.2 シミュレーション手法 .....	34
3. 日本海溝沿いに発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法に関する検討 .....	39
3.1 確率論的津波ハザード評価の基本的な考え方 .....	39
3.2 地震の発生可能性のモデル .....	41
3.3 特性化波源断層モデルの設定の方法 .....	47
3.3.1 特性化波源断層モデルによる津波波源設定の基本的な方針 .....	47
3.3.2 津波を発生する地震のスケーリング則(地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ の経験的な関係) .....	49
3.3.3 波源域の剛性率 $\mu$ について .....	52
3.3.4 すべり不均質の設定 .....	53
3.3.5 津波地震の $M_t$ の設定 .....	68
3.3.6 要素断層の設定と断層パラメータ .....	70
3.4 特性化断層モデル群 .....	73
3.5 地形モデルの作成 .....	81
3.5.1 地形モデルの作成 .....	81
3.5.2 日本海溝周辺を対象とした概略地形モデル .....	81
3.6 初期水位分布計算の方法 .....	86
3.6.1 浅い断層に対する地盤変動量解析手法 .....	86
3.6.2 水平変動を考慮した地盤変動量解析手法 .....	92
3.6.3 梶浦フィルターの検討 .....	94
3.7 津波予測計算の結果 .....	98
3.7.1 津波高さ予測計算の条件 .....	98
3.7.2 最大水位上昇量 .....	99
3.7.3 津波到達時間 .....	108

3.7.4 代表点での水位時系列変化 .....	109
3.7.5 津波高さの評価地点の検討 .....	112
3.7.5.1 既存の検討事例による最大水位上昇量の評価位置 .....	112
3.7.5.2 代表的な地域での最大水位上昇量の挙動 .....	113
3.8 津波高さに関わる不確実性の検討 .....	121
3.8.1 すべり不均質によるバラツキ ( $\sigma_{不均質}$ ) の定量的検討 .....	122
3.8.2 再現性のバラツキ ( $\sigma_{再現誤差}$ ) の検討 .....	129
3.8.3 バラツキの打ち切り範囲の検討 .....	132
4. 確率論的津波ハザードの検討 .....	133
4.1 地震発生確率モデル設定の基本的考え方 .....	133
4.2 発生確率の設定 .....	134
4.2.1 長期評価されている地震の発生確率 .....	134
4.2.1.1 東北地方太平洋沖型の地震 .....	134
4.2.1.2 単独領域の地震(三陸沖北部の地震) .....	137
4.2.1.3 単独領域の地震(宮城県沖の地震) .....	139
4.2.1.4 単独領域の地震(三陸南部海溝寄りの地震) .....	140
4.2.1.5 津波地震 .....	141
4.2.1.6 プレート内地震(正断層型) .....	142
4.2.2 長期評価されていない地震の発生確率 .....	142
4.2.2.1 最大クラスの地震 .....	142
4.2.2.2 その他の連動型地震 .....	142
4.2.2.3 震源を特定しにくい地震 .....	142
4.2.2.4 長期評価されていない地震の発生確率の設定 .....	142
4.2.3 設定した発生確率の確認 .....	144
4.3 ハザードカーブの作成 .....	144
4.3.1 計算条件 .....	144
4.3.2 ハザードカーブの作成結果 .....	146
5. モデル地区を対象とした詳細ハザード評価の方法についての検討 .....	163
5.1 確率論的に浸水の危険度を評価した事例 .....	163
5.2 検討の方法 .....	165
5.2.1 地形モデルの作成 .....	165
5.2.2 津波予測計算の条件 .....	166
5.2.3 沿岸での津波高さ .....	168
5.2.4 陸上における最大浸水深 .....	171
5.2.5 代表点での水位時系列変化 .....	175
5.2.6 津波の到達時間 .....	175
5.3 確率論的津波浸水ハザードマップへの検討 .....	176
5.4 まとめと課題 .....	177
6. まとめと今後の課題 .....	180
引用文献 .....	184
謝辞 .....	190

卷末資料

津波解析結果抽出地点図集

付属資料(付属 DVD)

付属資料 1 特性化波源断層モデル図集

付属資料 2 津波予測計算結果図集

## 1. はじめに

### 1.1 経緯

2011年東北地方太平洋沖地震によって津波による甚大な被害が発生した。この地震は従前の防災対策の想定を上回る規模であり、それに伴って東北日本の太平洋岸全域が歴史上稀に見る巨大な津波に見舞われた。この地震・津波の経験から、従前の防災対策全般に多くの課題があることが指摘されている。また一般市民においても、過去に経験したことの無いほど大きな規模の災害（地震・津波）が存在するとの意識が生まれ、災害への備えの必要性、対策の在り様が被災地の行政や住民のみならず広く認識されるようになってきている。

この大災害の経験に基づいて、災害基本法が2012年に一部改正されるとともに、中央防災会議では2011年東北地方太平洋沖地震の発生直後より「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」（<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/index.html>）を発足させ、津波の防災対策全般の見直しの契機とし、近い将来に発生すると懸念されている南海トラフ沿いや相模トラフ沿いの巨大地震について防災基本計画などを改めて策定した（中央防災会議，2014a，2014b）。

さらに、国は「津波防災地域づくりに関する法律（平成23年法律第123号）」を制定し、都道府県には津波浸水想定の実施を、市町村には防災地域づくりのための推進計画を作成することを求めている。このような施策を支援するため国は「津波浸水想定の設定の手引き」（国土交通省・国土技術政策総合研究所，2012）を策定した。このような動きに伴って、海岸線を持つ多くの都道府県では、2011年～2014年にかけて浸水範囲を想定する作業を行っており、その成果は浸水予測図として市民に公開されている（例えば、茨城県，2012）。都道府県の想定においては、過去に発生した大地震を参考としつつも、当該地域に被害を与えうる巨大な地震を各都道府県が独自に設定し、それに伴う津波浸水区域を設定することが多いため、隣接

する都道府県による津波浸水想定の結果に差異が見られることがある点などが課題とされている。

地震調査研究推進本部は一連の海溝型地震についての長期評価の見直しに着手し、現在までに日本海溝沿いの地震評価の改訂（地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震調査委員会と呼ぶ），2011）及び南海トラフ沿いの地震評価の改訂（地震調査委員会，2013）をおこないその結果を公表している。さらに、2013年（平成25年）3月には、地震調査研究推進本部地震調査委員会に津波評価部会を設置し、地震により発生する津波の予測手法を検討するとともに、それを用いた津波の評価を行うこととし、そのための検討を現在実施中である。

国立研究開発法人防災科学技術研究所では、地震調査研究推進本部における津波評価に関わる取組みと関連して、全国を対象とした津波ハザード評価手法の開発研究プロジェクトを2012年度に立ち上げた。このプロジェクトでは地震調査研究推進本部による長期評価および地震動予測地図を踏まえ、科学的知見に基づいた最大津波高さ等の評価を行い、津波ハザード情報（発生確率、沿岸最大津波高さ等）を広く提供することを目的とした研究を進めてきた。本報告書では、当プロジェクトの2012年度、2013年度及び、2014年度の実施内容をもとに、日本海溝沿いで発生する地震津波による沿岸最大津波高さに関わるハザード評価について、現在までにおこなってきた手法の検討及び、それに基づく津波ハザード評価結果について取りまとめる。なお、本報告書の内容は将来のさらなる検討によって改訂されるべきものを含んでいることに注意されたい。

### 1.2 全国を概観した確率論的津波ハザード評価の概要

将来発生する可能性のある津波について、その津波高さに関わるハザード評価を行うとき、歴史記録や観測事実などの過去の事例のみを考慮して、ある特定の想定地震・津波を設定し、津波を評価する従来の手法の限界は2011年東

北地方太平洋沖地震の規模がそのような方法によって予測できなかった事実が明白に物語っている。この反省から、例えば南海トラフ沿いの地震評価（地震調査委員会，2013）は、将来発生しうる地震の発生時期や規模の不確実性ととも、不均質すべりの多様性なども考慮され、その評価が改訂されている。このような不確実性をともなう自然現象を扱う1つの技術的な枠組みとして確率論的ハザード評価の方法がある<sup>1</sup>。確率論的ハザード評価の手法は「全国地震動予測地図」（地震調査研究推進本部，[http://www.jishin.go.jp/main/p\\_hyoka04.htm](http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka04.htm)）においてすでに採用されており、また特定重要施設に対するハザード評価という観点から、土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2009)や原子力安全基盤機構(2014)の津波ハザード評価においても積極的に取り入れられている。

本報告書においては、津波発生原因の大半を占める沈み込むプレートの運動に伴って発生する海溝型地震を対象に、それに伴って発生する津波に関する確率論的ハザード評価を広域的に行うための手法を検討するとともに、日本海溝沿いの海溝型地震を例にとりその津波ハザード評価の試算を行った。試算の手順の概要は以下の通りである；

1) 地震調査委員会（2011）の日本海溝沿いの地震活動評価における地震の分類を参考に、日本海溝（三陸沖北部から房総沖までの範囲）の将来の地震活動をモデル化する。この場合、地震調査委員会(2011)によって評価されている地震のうち複数の領域を震源域とする地震や、繰り返し発生する地震として評価されている地震を上回る規模の地震、単独の領域で発生しうる可能性のある地震よりも小規模な背景的な地震活動の地震（本報告書の試算では Mw7.0～

Mw8.3 の地震）を考慮することにより、Mw7.0 から Mw9.4 までの規模の地震について、特性化波源断層モデルを設定することによってモデル化を行っている。

- 2) モデル化した地震の発生確率を評価する。ここでは、発生確率を設定するにあたって、2通りの地震の発生確率モデルを考える。1つ目は、想定するすべての地震は定常ポアソン分布で表現される確率過程（定常ポアソン過程あるいは単にポアソン過程）に従って発生すると仮定する発生モデルである。2つ目は、地震調査委員会の地震評価で BPT(Brownian Passage Time)分布に従う更新過程による発生確率が与えられている地震についてはその確率を用い、それ以外の地震については定常ポアソン過程を仮定した発生確率の双方を用いた混合モデルである。この2通りのモデルについてそれぞれ確率を設定した。
- 3) モデル化された地震による津波高さを推定する手法として、数値計算（シミュレーション）によって得られる沿岸での津波高さの計算値から最大水位上昇量を採用した。地震の発生の位置や規模が同じであってもすべり分布が異なると沿岸に來襲する津波の様相が異なること、津波伝播とくに沿岸域の津波の挙動には強い非線形性が認められることなどの理由から、全国地震動予測地図で地震動を推定するために用いられているのと同種の簡易的手法による津波高さの推定は採用しなかった。
- 4) 数値計算によって、想定した波源断層モデルの数  $N$  に相当する、ある沿岸地点での  $N$  個の最大水位上昇量を得る。ある評価期間  $T$  内に、ある沿岸地点が、ある基準高さ  $h$  を超える津波  $H$  に見舞われる確率  $P$ （超過

<sup>1</sup> 津波ハザード (tsunami hazard) という用語は、政府間海洋学委員会 (IOC, 2013) によれば、ある地点においてある規模の津波が來襲する「確率」と定義されている。(原文: The probability that a tsunami of a particular size will strike a particular section of coast.)

確率)を、各々の波源断層モデルの発生確率および沿岸地点における津波高さの予測値(最大水位上昇量)から合成する。この合成情報を、縦軸に超過確率  $P$ 、横軸に対応する基準高さ  $h$  をプロットした、ハザードカーブとして表現する。ハザードカーブの合成にあたっては、地震の発生確率モデルとして上記2通りの設定をしたことから、それぞれの発生確率モデルを採用し、2通りのハザードカーブを試算する。

### 1.3 地域を限定した確率論的津波浸水ハザード評価手法の検討の概要

地方自治体や市民レベルで津波災害の抑止、減災などの方策を検討する場合には、沿岸での津波高さのみならず、浸水範囲、浸水深さ、到達時刻など津波の陸域への遡上に関わる情報が必要である。しかし、陸域への津波の遡上現象を正確に評価するには、沿岸での津波高さの予測をする場合に比べ一段と精緻な計算を実施する必要がある。そのためには沿岸域(津波が遡上する可能性がある陸地及び沿岸海域での引き波や津波の反射・回折などの現象を考慮すべき範囲)について地形を詳細にモデル化する必要がある。「津波浸水想定の設定の手引き」(国土交通省・国土技術政策総合研究所、2012)では、遡上解析を行うためには10 m程度以下の詳細さの地形モデルが必要であるとしている。しかし全国の沿岸を対象にこのような詳細さで数値化している地形データは今のところまだ整備の段階にある(例えば、国土地理院、2013)。

このような技術的な条件があるものの、評価対象の地域をある範囲に限定することにより、確率論的津波浸水ハザードの評価方法に関する手法や考え方を検討することは可能である。本報告書では、確率論的津波浸水ハザードの評価方法を検討した。検討の概要は以下の通りである；

1) ある特定の地域(本検討では岩手県南部県境に位置する陸前高田市の広田湾沿岸を選定している)において、堤防を越流し津

波が遡上する可能性のある最大水位上昇量となる波源断層モデル群を選定する。

2) 選定した波源断層モデルすべてについて詳細地形モデルを用いた津波伝播・遡上計算を再度行って、浸水の範囲、浸水の深さなどを推定する。

3) 選定した波源断層モデルの地震の発生確率と特定の地点での浸水発生頻度から、陸上の浸水ハザードを評価し、それに基づいて浸水確率予測マップを試作する。

本資料で検討した手法の妥当性の確認や高度化、および全国への展開する方法については、情報の利活用の側面からの議論と検討を踏まえる必要があることから、引き続き今後の課題とする。

なお、本資料での津波の高さに関わる用語については以下のように取り扱った。「津波高さ」は、一般に沿岸での津波の大きさや規模などを表す際の海面の高さについての総称として使用した。特に断らない限り津波ハザードを評価する指標として、津波によって発生する沿岸での最大の海面の高さを「最大津波高さ」あるいは「最大水位上昇量」と呼ぶことを基本とした。ここで、「最大水位上昇量」は本資料の検討のために行った津波予測計算(シミュレーション)による海面変動計算結果であり、地震直後の静水面(地震直前に東京湾平均海水面 T.P. 0m に位置していた静水面が、想定する地震の活動に伴う地殻変動によって沈降あるいは隆起した静水面)から測った海面の最大水位と定義する。その他の例外として、文献等を引用したところにおいては当該文献での用例に従った場合もある。

## 2. 確率論的津波ハザード評価の方法に関する 既往技術の概観

### 2.1 確率論的津波ハザード評価の手法に関する 既往研究

#### 2.1.1 地震・津波のハザード評価の手法

本節では、地震および津波の確率論的ハザード評価の手法について、既往研究に基づいてレビューする。現段階の確率論的津波ハザード評価はこれに先行して防災科学技術研究所が研究開発してきた確率論的地震ハザード評価の枠組みを基にしており、ここではまず確率論的地震ハザード評価の手法について述べる。つぎに、確率論的地震ハザード評価手法の流れを踏まえた確率論的津波ハザード評価の手法について概観する。

##### 2.1.1.1 確率論的地震ハザード評価手法

地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震調査委員会と呼ぶ）は「確率論的地震動予測地図」の作成の中で確率論的地震ハザード評価の手法を議論してきた。日本国内には多くの活断層や海域で発生する大地震のほか、どこで起きるか特定しにくい地震もあり、これらの地震によって生じる強い揺れ（強震動）に見舞われる危険性は全国どこにでもある。確率論的地震動予測地図作成における確率論的地震ハザード評価は、ある地点において将来発生する地震動の強さ、評価期間、ある地震動強さを超える確率、の3つの関係性を評価するものである。そして、3つのうち2つを固定し、残る1つを求めたうえ、その空間的分布を地図上に表現したものが確率論的地震動予測地図となる（防災科学技術研究所，2004）。

確率論的地震ハザード評価は不確実性の存在を前提として地震動を評価している。不確実性は、偶然的不確実性(aleatory uncertainty)と認識論的不確実性(epistemic uncertainty)の2つに大別される。偶然的不確実性は、現象固有のランダム性（偶然性）によるもので、如何に精緻な予測モデルを得ることができ、これを用いてもそれ以上減じることができないという性質を有する。

一方、認識論的不確実性は、現象に関する知

識の不足によるもので、より優れた予測モデルが将来得られれば減じることが期待される。実際の確率論的ハザード評価においては、研究者間の意見の相違は認識論的不確実性に分類され、予測すべき現象のモデル化やそのハザード評価プロセスに含まれる不確実性等を表現している。

以下に、「確率論的地震動予測地図」におけるハザード評価の全体な流れを説明する。①地震の発生可能性の評価、②震源モデルの設定、③地下構造モデルの設定、④強震動の予測計算、⑤ハザードカーブの作成、の手順となる（図 2.1-1）。

#### ① 地震の発生可能性の評価

活断層調査や過去の地震発生記録および解析結果等に基づいて、どこでどのような地震が発生するか想定する。想定する各地震の発生確率は、基本的に地震調査委員会の長期評価を参考にして設定する。長期評価がされていない地震については、地震が発生する地域の過去の地震活動の規模別頻度分布から、規模別の確率モデルを作成して設定する。発生確率のモデルとしては、発生確率が時間の経過に対して一定である定常ポアソン過程と、前回の地震発生からの経過時間によって発生確率が変化する更新過程がある。更新過程の場合、ハザード評価を行う基準日の設定により、発生確率が変化的こととなる。発生する地震の規模のバラツキや

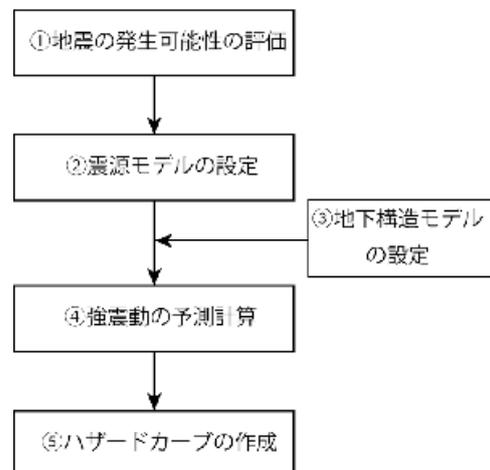


図 2.1-1 確率論的地震ハザード評価の流れ

手法そのものに含まれる誤差は、現状では予測不可能と考えられる不確実性であり、適当な確率モデルを適用してバラツキを与えることで、ハザードカーブの中で考慮される要因となる。

## ② 震源モデルの設定

揺れの強さは、一般的に震源断層の地震規模が大きいほど、また震源断層に近いほど大きくなる。ここでは強震動の評価を行うために、①で想定した全ての地震に対し長期評価に基づいて震源となる断層面の位置形状、地震規模等のモデルを設定する。長期評価がされていない規模の小さい地震については、評価領域の特徴に応じて一様に震源を設定する。

## ③ 地下構造モデルの設定

地震動の強さは、一般に伝播する距離と共に減衰するが、地下浅部の速度構造の影響により大きく変化する。そこで、震源から地震基盤までの広域的な速度構造モデル、地震基盤から工学的基盤までの深部構造モデル、さらに強震動評価に最も影響の強い地表付近の浅部地下構造モデルを作成し、それらのモデルを用いて強震動を評価する。

## ④ 強震動の予測計算

地表の揺れの推定は、2段階の計算で行う。まず、評価対象領域の工学的基盤上面での揺れを推定し、次に③で得た浅い地盤構造の影響を加えて地表の揺れの強さを算出する。「確率論的地震動予測地図」では、工学的基盤での揺れの推定には、経験的に得られた「距離減衰式」によって推定する方法を用いている。

## ⑤ ハザードカーブの作成

各地震の強震動の推定には、地震発生位置や震源メカニズムの不確実さや距離減衰式の誤差、地下構造モデルの誤差など、様々な不確実性が内在している。これらの不確実性は「偶発的不確実性」として確率モデルによって考慮し、個々の強震動予測結果から確率分布へ変換する。得られた確率分布に対し、①で設定した発生確率を反映することで、個々の地震について強震動の超過確率分布が得られる。最後に、全ての地震の影響を統合した条件付き超過確率を計算し、対象地点のハザードカーブを作成する。

以上の手順に基づいて、各評価地点においてハザードカーブを計算する。「確率論的地震動予測地図」はこのハザードカーブから、例えば「30年間の超過確率6%となる地震動強さ」や「震度6弱となる50年間の超過確率」などを分布図として作成している (<http://www.j-shis.bosai.go.jp> から参照できる)。

### 2.1.1.2 確率論的津波ハザード評価の手法

日本国内における確率論的津波ハザード評価手法の既往研究としては、土木学会原子力土木委員会津波評価部会（以下、土木学会と呼ぶ）が提案している「確率論的津波ハザード解析の方法」（土木学会，2009）と、独立行政法人原子力安全基盤機構（以下、JNESと呼ぶ）が実施した確率論的津波ハザード評価（2012，2014）が挙げられる。これらは基本的に確率論的地震ハザードの評価手法を踏襲しており、地震調査委員会による地震活動の長期評価を基にして、地震を想定してその発生確率を設定し、津波による最大水位上昇量を評価している。

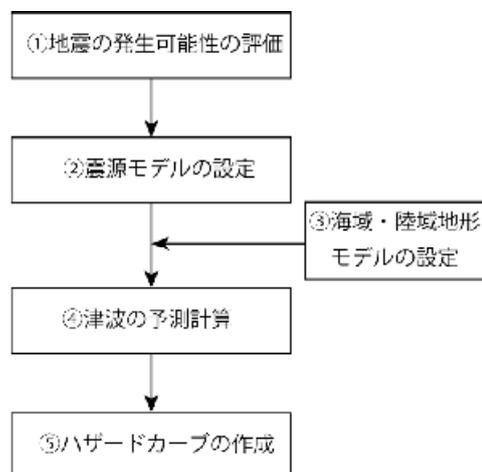


図 2.1-2 確率論的津波ハザード解析の流れ

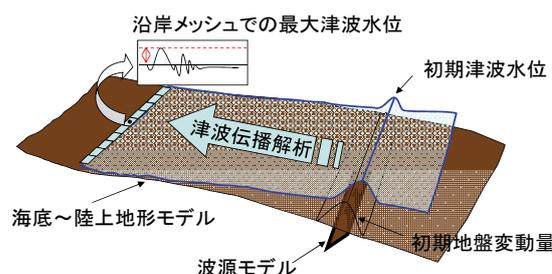


図 2.1-3 津波予測計算の概念図

確率論的津波ハザード解析の全体の流れを、**図 2.1-2** に示す。①地震の発生可能性の評価、②震源モデルの設定、③海底・陸域地形のモデル化、④津波予測計算の実施、⑤ハザードカーブの作成、の手順である。以下に各ステップについて説明する。

#### ① 地震の発生可能性の評価

地震ハザードと同様に、どこでどのような地震が発生するか想定する。ここで、津波は海域の地震でのみ生じるため、対象とする地震は海域で発生するものに限る。

土木学会(2009)の確率論的津波ハザード解析では、規模が小さく頻度の高い背景的地震を考慮しやや小規模の津波も考慮しているのに対し、JNES(2012, 2014)では地震調査委員会(2004,2011)によって評価された規模の大きい地震のみを想定し、彼らの手法の適用事例を示している。また、津波の場合には日本国外の遠方で発生した地震による津波(遠地津波)の影響も無視できないが、これまでの津波ハザード評価では遠地津波は未だ考慮はされておらず、今後検討されていく必要があると考えられる。

#### ② 震源モデルの設定

津波の規模は、一般的に地震規模が大きいほど、また震源域に近いほど大きくなる。ここでは津波の評価を行うために、地震調査委員会による地震評価に基づいて地震の震源となる断層面の位置・形状、地震規模等を設定する。

土木学会(2009)の津波ハザード解析では、基本的には地震を一様すべりの矩形断層としてモデル化しているが、南海トラフ沿いなどの一部の地震に対してすべり不均質モデルを考慮している。JNES(2014)においても、基本的には一様すべりモデルを用いているが、東北地方太平洋沖地震の知見から、千島海溝・日本海溝沿いで発生し得るプレート間地震に対してすべり不均質モデルを考慮している。

#### ③ 海底・陸域地形のモデル化

土木学会(2009)とJNES(2014)ともに、津波の評価は有限差分法などの詳細な数値計算によって行っている。これは地震動とは異なり、津波は伝播する地形の影響を強く受けるために、単純な距離減衰式などの簡易的手法によって推定することが難しいからである。正確な津波計算を行うために、海底及び陸地の地形をメッシュデータとしてモデル化する。メッシュのサイズは要求される精度に応じて決定する。

#### ④ 津波予測計算の実施

津波のハザードを表す指標としては、沖合いまたは沿岸での津波高さや流速・波力、陸地での津波の遡上域や浸水深、さらに津波到達時間などがある。土木学会(2009)の場合には、発電所前面での最大水位上昇量をもって津波を評価している。またJNES(2014)の場合にも汀線での最大水位上昇量を津波の指標としている<sup>1</sup>。

津波波力や陸域の遡上を正確に推定するためには、3次元流体解析のような計算負荷の非常に高い津波計算が必要になる。これらを指標とした確率論的津波ハザード評価は現在一部で基礎的研究として行われているが、一般的な評価方法とはなっていない。最大水位上昇量以外の指標の必要性については今後検討される必要がある。

各地震によって発生する津波の沿岸地点での最大津波高さは数値解析によって推定する。

**図 2.1-3** に津波予測計算の概念図を示す。まず、震源モデルから海底の地盤変動量を計算する。基本的に津波は長波なので地盤変動量をそのまま津波の初期水位と仮定し、地形モデルを用いて津波伝播の数値解析を行う。最大水位上昇量の決定には、地震発生から十分な時間計算した上で最大値を取り出す必要があり、必要な計算時間は震源位置と観測点の距離によって変わる。

#### ⑤ ハザードカーブの作成

想定した地震によって生じた津波をある地点で観測した場合に観測されるであろう最大

<sup>1</sup> JNES(2014)においては、評価の対象とする施設の地域の特徴に応じ、施設前面海域の沖合(水深150m, 100m, 50m, 25m)での津波高さを指標として評価することとしている。汀線での津波高さは、参考値とされている。

津波高さの推定には、地震の発生位置や震源メカニズムの不確実性や津波予測計算の再現誤差など、様々な不確実性が内在している。これらの不確実性の要因は先述した認識論的不確実性と偶然的不確実性に分類される。不確実性の扱いは、土木学会(2009)と JNES(2014)でそれぞれ異なっており、具体的な相違点は、2.1.14 節で述べる。

地震ハザードと同様に、個々の津波計算結果と①で設定した地震の発生確率を組み合わせることで個々の地震について最大津波高さの超過確率分布が得られる。最後に、最大津波高さの超過確率分布を全ての地震について統合し対象地点のハザードカーブが計算される。

### 2.1.1.3 発生確率の評価方法

確率論的津波ハザード評価では、地震の長期的な発生評価に基づき、地震発生の時系列を更新過程または定常ポアソン過程に従うと仮定して地震の発生確率を評価する。更新過程は前回の事象からの経過時間によって発生確率が変化する確率モデルである。更新過程の確率モデルとしては、物理的解釈が容易な BPT 分布 (Brownian Passage Time 分布) を採用することが妥当であると考えられている (地震調査委員会, 2001)。繰り返し発生する固有地震は基本的に BPT 分布を用いて発生確率を評価する。一方、定常ポアソン過程は発生確率が時間変化しない確率モデルであり、偶発的に起こる事象を表している。過去の活動データが乏しく BPT 分布を適用できない固有地震や、震源を特定できない小規模の地震に対しては定常ポアソン過程が適用される。

BPT 分布の確率密度関数は次の式で表される。

$$f(t; \mu, \alpha) = \sqrt{\frac{\mu}{(2\pi\alpha^2 t^3)}} \exp\left\{-\frac{(t-\mu)^2}{(2\mu\alpha^2 t)}\right\} \quad (2.1-1)$$

ここで、 $t$  は経過時間であり、分布の平均は  $\mu$ 、分散は  $(\mu\alpha)^2$  である。地震発生の時系列が BPT 分布を用いた更新過程に従う場合、時刻  $T$  から  $\Delta T$  年後までに次の地震が起こる確率は、

$$P(T, \Delta T) = \frac{\int_T^{T+\Delta T} f(t) dt}{\int_T^{\infty} f(t) dt} \quad (2.1-2)$$

である。(2.1-1)および(2.1-2)式より、BPT 分布を用いた更新過程で地震の発生が従う場合の地震の発生確率は、平均発生間隔  $\mu$  とバラツキ  $\alpha$ 、経過時間  $T$ 、評価期間  $\Delta T$  の 4 つの値から求められることがわかる。

定常ポアソン過程では、1 年間あたりの地震発生頻度  $\lambda$  の逆数で表現される平均発生間隔  $\mu$  を用いて  $\Delta T$  年間の発生確率を次式で表現する。

$$P(\Delta T) = 1 - \exp(-\Delta T / \mu) \quad (2.1-3)$$

### 2.1.1.4 津波ハザード評価における不確実性の扱い

土木学会(2009)と JNES(2012, 2014)の確率論的津波ハザード評価における不確実性の扱いについて述べる。表 2.1-1 に不確実性の扱い方を比較する。なお、JNES(2014)は内容的に JNES(2012)とほぼ同じなのでここでは、JNES(2012)をもとに議論を進める。

表 2.1-1 土木学会(2009)と JNES(2012)での確率論的津波ハザード評価における不確実性の扱い方

	土木学会 (2009)	JNES (2012)
認識論的不確実性	<ul style="list-style-type: none"> <li>地震発生領域</li> <li>マグニチュードの範囲</li> <li>すべり分布 (一様/不均質)</li> <li>断層パラメータ</li> <li>平均発生間隔とバラツキ</li> <li>計算誤差のバラツキの大きさ</li> <li>バラツキ分布の打ち切り範囲</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>平均発生間隔とバラツキ</li> <li>破壊伝播速度</li> <li>計算誤差のバラツキの大きさ</li> </ul>
偶然的不確実性	<ul style="list-style-type: none"> <li>マグニチュードのバラツキ</li> <li>波源位置のバラツキ</li> <li>潮位のバラツキ</li> <li>計算誤差のバラツキ</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>マグニチュードのバラツキ</li> <li>波源位置のバラツキ</li> <li>破壊開始点のバラツキ</li> <li>計算誤差のバラツキ</li> <li>すべり分布のバラツキ</li> </ul>

(1) 土木学会(2009)

土木学会(2009)では、不確実性を「偶然的な不確実性」と「認識論的不確実性」の2つに分け、偶然的な不確実性は確率モデルで、認識論的不確実性はロジックツリー手法によるハザード曲線群によって考慮している。ロジックツリー手法では、専門家の意見を反映させてロジックツリーの分岐毎に重み付けをする。各分岐ルートの重みの積から各ハザードカーブの重みが設定される。重み付けされたハザード曲線群から、重みが平均となるハザードカーブや、専門家のコンセンサスがどれくらいの割合で得られるかを表すフラクティルハザードカーブを作成し、認識論的不確実性を考慮する。

土木学会(2009)の確率論的津波ハザード解析手法で認識論的不確実性に分類された不確実性の要因は以下の7点である。

① 地震発生領域

地震発生領域は基本的に地震調査委員会の地震評価で定めた領域区分に準じて設定するが、津波地震や正断層地震の場合に断層が領域をまたいで破壊するかもしれないかが議論になるため、ロジックツリーの分岐で対処する。

② マグニチュードの範囲

「確率論的地震動予測地図」では固有地震のマグニチュードを1つの値に限定しているが、土木学会の津波ハザードでは地震規模に不確実性を考慮するため、マグニチュードに幅を与えている。具体的には、過去の固有地震の地震規模を基準とし、その分布幅は0.3または0.5として分岐させる。マグニチュードの範囲は、既往の最大規模がとりうる可能性を調べ、その範囲を複数の場合で代表させるなどして、ロジックツリーの分岐で対処する。

③ 波源モデルのすべり分布

津波高さの推定は「原子力発電所の津波評価技術」(土木学会, 2002)を基にしており、一様すべりの矩形モデルによって津波予測計算を行う。一方で、南海トラフ沿いなどの一部の地震に対しては一様すべりモデルとすべり不均質モデルの両方を計算して、ロジックツリーの分岐で対処している。

④ 断層パラメータの変動の考慮の有無

津波の数値計算結果は、モデル断層の大きさ、深さや走向・傾斜角などの断層パラメータの影響を受ける。1つの数値計算は断層パラメータのある特定の組合せを用いたときの結果であるため、それぞれの断層パラメータの変動をどのように考慮するかが問題になる。観測値と計算値の残差のバラツキ(以下、計算誤差のバラツキ)に対して「断層モデルの変動によるバラツキ」を付与するか、「断層モデルの変動」を考慮して計算を行うか、ロジックツリーの分岐で対処する。

⑤ 平均発生間隔とバラツキ

固有地震の平均発生間隔が過去の地震の発生情報に基づいて設定される場合に、平均発生間隔の誤差(信頼度)を考慮し、誤差の大きさに基づいて分岐を設定する。BPT分布を用いた更新過程で発生確率を求める場合には、平均発生間隔のバラツキ $\alpha$ も設定する必要があるが、 $\alpha$ の値も誤差を考慮して分岐を設定する。

⑥ 計算誤差のバラツキの大きさ

確率論的津波ハザード評価では、数値計算による津波高さの推定値が、ある特定の地震が繰り返して発生した場合に、特定地点でどの程度ばらつくかを計算誤差の「時間的な」バラツキとして確率モデルで評価する。土木学会(2009)では、計算誤差のバラツキを定量的に評価するにあたって、エルゴード性を仮定することで、既往津波の観測値と計算にもとづく最大津波高さとの比の空間的なバラツキを示す相田(1977)による指標 $\kappa$ によって、計算誤差のバラツキに置き換える考えを導入している。また、エルゴード仮定が成立せずに時間的なバラツキが空間的なバラツキよりも小さくなるという可能性も考慮して、 $\kappa$ の値は1.25, 1.35, 1.45, 1.55の4通りの分岐を設定している。

⑦ バラツキ分布の打ち切りの範囲

土木学会(2009)では計算誤差のバラツキは対数正規分布で表現するが、この際に分布の打ち切り範囲を設定する必要がある。土木学会では「打ち切りを行わない」場合と「分布の両端1%に入る現象は実際には起こらないと判断し対数標準偏差の $\pm 2.3$ 倍で打ち切る」場合の2通

りを考慮し、ロジックツリーの分岐で対処している。なお「打ち切りを行わない」場合には実際の計算では対数標準偏差の±10倍で打ち切っている。

また、偶然的な不確実性として、土木学会(2009)は、以下の4つの不確実性を分類している。

① マグニチュードの不確実性

マグニチュードの不確実性の確率モデルとして、規模が小さく頻度が高い「背景的地震」に対してはグーテンベルグ・リヒターの関係式が用いられる。一方で、固有地震のマグニチュードの不確実さには、認識論的不確実性②で設定したマグニチュード範囲の中で一様分布の確率モデルを適用する。

② 波源位置の不確実性

背景的な小規模の地震及び固有地震は発生領域内を敷き詰めるように、複数の波源を設定する。波源位置のバラツキには、一様分布の確率モデルを適用する。

③ 潮位

潮汐を確率過程として考慮に加え、平均潮位などを仮定して数値計算した結果に、潮位の確率モデルで表現された潮汐を合成することで津波高さを推定する。過去の潮位記録から潮位出現頻度分布を求め、潮位の確率密度関数を作成し確率モデルとして適用する。

④ 計算誤差

計算値と観測値の残差のバラツキは、対数正規分布に従うものとしてモデル化する。バラツキの大きさは、相田(1977)の指標  $\kappa$  の値を基にして求める。

(2) JNES(2012)の津波ハザード

JNES(2012)の津波ハザードの評価手法は、先行して実施された土木学会(2009)の手法を参考にしている。土木学会(2009)との相違点としては、

- ・ 地震発生領域やマグニチュード範囲、断層パラメータは地震調査委員会の地震評価に基づいて設定し、不確実性は考慮しない
- ・ 地震発生時の破壊伝播の影響を考慮している
- ・ 固有地震のみを対象としている
- ・ 計算誤差のバラツキの分布は対数標準偏差の±2.3倍で打ち切り、不確実性は考慮しない
- ・ 潮汐の影響は考慮しない

などの点である。認識論的不確実性はロジックツリーの分岐によりハザード曲線群を作成することで考慮しているが、分岐の重みは基本的に一様重みとしている。

JNES(2012)の津波ハザードで認識論的不確実性に分類された不確実性の要因は以下の3点である。

① 平均発生間隔とバラツキ

地震調査委員会の地震評価において平均発生間隔やBPT分布のバラツキの値に幅がある地震に対しては、発生確率を大・中・小の3つの値で代表させ、ロジックツリー分岐させて、不確実性を考慮している。

② 破壊伝播速度

破壊伝播速度は1.0 km/秒、1.5 km/秒、2.0 km/秒の3通りの値で分岐させている。

③ 計算誤差

土木学会と同様に相田の指標  $\kappa$  を用いて、1.25, 1.35, 1.45, 1.55の4通りの値で分岐させている。

JNES(2012)の津波ハザードで偶然的な不確実性に分類された不確実性の要因は以下の5点である。

① マグニチュードの不確実性

一つの固有地震に対し複数のマグニチュードの地震を設定する場合には、一様分布の確率モデルで不確実性を考慮する。

② 波源位置の不確実性

土木学会と同様に、波源位置の不確実性は一様分布の確率モデルで考慮する。

③ 破壊開始点の不確実性

破壊伝播を考える場合、破壊開始点の違いによって津波高さが変わってくる。JNESの津波ハザードでは、破壊開始点を3通り設定し、一様分布の確率モデルで考慮した。

④ 計算誤差

土木学会と同様に、計算誤差は対数正規分布の確率モデルで考慮し、バラツキの大きさは相田(1977)の指標  $\kappa$  を参考にしている。

⑤ すべり分布の不確実性

東北地方太平洋沖型の地震の場合には、不均質すべりモデルを適用する。一様すべり、大す

べり域をもつ不均質すべりモデル, これに加え超巨大すべり域をもつ不均質すべりモデルの3種類の不均質すべり分布を設定した上で, 一様分布の確率モデルを適用している.

### 2.1.2 海外での研究事例

確率論的津波ハザード評価に関しては, いくつかの先行研究が海外の研究者によって試みられている.

Geist (2002) は確率論的津波ハザード評価の先駆的な研究を行っている. 断層面上のすべり分布をランダムに与えた不均質すべり断層モデルを複数考え, それらによって予測される沿岸での最大水位上昇量の不確実性について調べている. Geist は世界中の津波記録から, 津波マグニチュードと Mw の関係を調べ, 両者が簡単な比例関係になく, 津波の場合にはマグニチュードだけでなく断層パラメータの影響が強いことを示したうえで, 確率論的津波ハザード評価を行う上での不確実性の一つとしてすべり分布の不均質を挙げ, すべり分布が沿岸での最大水位上昇量に与える影響を調べるパラメータスタディを行った. 津波の数値計算は1995年メキシコ Colima-Jalisco 地震を対象とし, 線形長波理論を用いて解いている. 地震断層の巨視的断層パラメータ (位置, 形状, 規模) は Mendoza and Hartzell (1999) の解析によるものとし, Herrero and Bernard (1994) によるすべり分布の波数スペクトルモデルを用いて, ランダムなすべり分布モデルを100ケース作成している. すべり不均質をもつ断層モデルから計算される沿岸波高のバラツキの大きさは観測地点によって大きく異なり, バラツキの大きさを示す変動係数<sup>2</sup>は観測点によって2倍程度の差があった. Geist (2005) はアメリカ・カリフォルニアのカスケディア沈み込み帯で, ランダムなすべり分布による沿岸波高のバラツキについて調べている.

Geist and Parsons (2006) は確率論的津波ハザード評価手法のアウトラインを構築するためにメキシコ・アカプルコとアメリカ・カリフォ

ルニアのカスケディア沈み込み帯においてハザード評価のケーススタディを実施した. 彼らの提案した手法は, Cornell (1968) による確率論的地震ハザード解析の手法を基にしており, 近地津波のみを対象としている. まずアカプルコでのケーススタディでは, 沈み込むプレート境界面に720km×60kmの地震発生領域を考え, その領域内に200個の地震モデルを作成し, 線形長波理論を用いて数値計算を行った. 地震のマグニチュードは, M7からM8.5までの範囲であり, モデルごとには発生頻度をグーテンベルグ-リヒターのマグニチュード-頻度関係式に従うものとした. 地震の発生位置はランダムとし, すべり分布は Geist (2002) と同様にすべり分布の波数スペクトルモデルからランダムに200個作成した. 地震は, 定常ポアソン過程を仮定しランダムに発生するものとし, 過去の対象地震発生域での活動履歴から発生頻度を求めた. 求められたハザードカーブは, 観測によって得た沿岸での最大津波高さの超過頻度分布とよく整合していた. カスケディア沈み込み帯でのケーススタディも, アカプルコの場合と同様の手法により, M7からM9の地震を100通り作成して実施した. 遠地津波の観測記録による1m以上となった波高の発生頻度とハザードカーブの結果を比較したところ, 1mのレベルでは遠地津波の頻度が高くなることが分かった.

複数の地震を想定した統合的な確率論的津波ハザード評価は Tsunami Pilot Study Working Group (2006; 以下, TPSWG と呼ぶ) によって行われた. TPSWG はアメリカ合衆国連邦緊急事態管理庁(FEMA)による洪水保険料率マップ作成のためのガイドラインとして, 近地地震・遠地地震・海底地すべりなど様々な要因から生じる津波に対してのリスク評価をすることを目的として, アメリカ合衆国オレゴン州をモデル地区として津波ハザード評価を試みている. ただし, 海底地すべりに関しては発生モデルの検討などが進んでいないこともあって将来導入するとして, 近地津波と遠地津波に限ったハザード評価となっている. 評価手法は Geist and

<sup>2</sup> 変動係数: coefficient of variation, 標準偏差を平均値で除したものの

Parsons (2006)を基にしているが、津波計算手法は非線形長波理論を用い、10 m メッシュの地形モデルによる数値計算で、遡上も含めて計算することで浸水評価を行っている。近地津波の震源としては、Geist and Parsons (2006) が設定したカスカディア沈み込み帯を震源域とするM9.1の地震を想定している。遠地津波の震源は、アメリカ海洋大気庁(NOAA)による震源データベース (FACTS) を参考に、アラスカーアリュシャン地震、カムチャッカ地震、千島列島地震、チリ地震などのM8.2からM9.5の地震を想定している。アラスカーアリュシャン地震は震源域の区分を2つに分けるか3つに分けるか議論が分かれるため、これは認識論的不確実性としてロジックツリーの分岐で考慮している。各地震の発生確率はアメリカ地質調査所(USGS)のNational Seismic Hazard Mapping Programを参考にして、定常ポアソン過程を仮定して設定している。陸域も含めた全てのメッシュでハザードカーブを作成し、超過発生頻度が1/100または1/500となる津波高さ(100年津波、500年津波と呼ばれる)についての地図を作成した。今後の検討課題として、津波地震やカスカディカ沈み込み帯でのより小規模の地震をハザード評価に加えることを挙げている。

以上のような先行事例を踏まえ、ナショナルプロジェクトとして国のほぼ全域に渡る沿岸における確率論的津波ハザード評価を行っている事例が、最近数例みられるようになった。ニュージーランドでは、Berryman (2005) が全国の沿岸での津波高さを評価しているが、発生域と発生する津波の特徴を考慮して、複数の発生源を扱っている。たとえば津波発生からニュージーランド沿岸まで津波伝播に要する時間が2時間以上であることが予想される場合には、地震による津波のみを考慮している。2時間以内に到達する津波については、近隣の沈み込み帯で活発な火山活動(ニューヘブリデス諸島など)があることから、海溝型の地震に加え噴火活動に伴う津波発生を考慮している。さらに沿岸で発生する津波については、陸上から海底への急速な土砂移動(地すべり等による)による津波発生も検討に加えている。Berryman (2005)

の成果は、最近、Power (2013)により見直されている。Powerは、海岸延長約20 kmを基本とした区間を単位に、区間を代表するハザード評価(代表ハザード曲線)を行っている。さらに、評価値をもとに各海岸区におけるハザードへの寄与の大きなイベントの同定を試みている。

Burbidge *et al.* (2008)は、2004年スマトラ島沖地震津波の経験をもとに、スダグ海溝でのプレートの沈み込みに伴う地震による西オーストラリア沿岸での確率論的津波ハザード評価を試みた。この研究を契機に、オーストラリア地球科学局は、ほぼ全国の沿岸の全域について水深100 m地点における津波高さを評価し、公表している(Geoscience Australia, 2012)。

Leonard *et al.* (2014)は、カナダの沿岸(太平洋沿岸、大西洋沿岸、極北地方、及びハドソン湾などの内湾を含む)における津波ハザード評価を試みている。太平洋沿岸地方ではプレート境界での地震活動が活発であることから主にプレート境界地震によって発生する津波を考慮しているが、大西洋沿岸地方については、プレート境界型の地震(カリブ海溝沿いの地震)による津波、1929 Grand Banks地震などにみられる大陸棚斜面での地すべりによる津波、さらにセントローレンス川沿いの地殻内で発生する大地震による津波などを評価の対象に含めている。

Sørensen *et al.* (2012)は、ヨーロッパ連合EUの津波災害リスクに関する研究プロジェクトTransfer (<http://www.transferproject.eu/>)の一環として、地中海沿岸全域の沿岸について地中海で想定しうる地震によって発生する津波のハザードを確率論的に評価している。地中海の場合には、閉鎖的な海域であることから特定の地点でのハザードには特定の海域の地震の影響が強いことを示したうえで、その海域で地震が発生した場合に最大津波水位が出現する時間帯についても検討している。

そのほか、陸域への浸水についても確率論的ハザード評価を試みている事例がある。これらについては、5.1節において概観する。

## 2.2 津波発生源および日本周辺での地震活動 にともなう津波

### 2.2.1 津波発生源

海域で急激な水位変動が発生し津波として伝播する原因には多様なものがあると考えられている。首藤ほか(2007)によれば、

- (1) 地震による海底の地殻変動
- (2) 沿岸あるいは海底での地すべり
- (3) 火山噴火・カルデラ形成
- (4) 隕石衝突

を津波の発生源としている。このうち、(1)を原因とする津波は頻繁に観測されており、日本周辺で発生する津波の多くは地震に伴って発生している。これについては次節で改めて述べる。

地すべりに伴う津波としては、約 8,000yBP にノルウェー西方沖の大西洋で発生し、北海沿岸に津波痕跡を残している Storegga 海底地すべりによるものがよく知られている(例えば、Masson *et al.*, 2006)。日本周辺では、2009年駿河湾を震源とする地震(Mw 6.4)によって誘発された海底地すべりの例が知られており、この時には御前崎で 36 cm の津波が観測されている(Baba *et al.*, 2012)。

火山活動に関連して発生した津波としては、1883年インドネシア・クラカタウ火山の噴火に伴った津波が例として挙げることができる。この噴火では 11.5 km<sup>3</sup> に上る噴出物が放出された結果、巨大なカルデラが形成され、それに伴って周辺沿岸に 15 m を超える津波が押し寄せたとされている(例えば、Nomanbhoj and Satake, 1995)。日本では 1792年雲仙岳の噴火により雲仙岳眉山が崩壊し、大量の崩壊土砂が有明海に流入したことによって大きな津波が発生した例が知られている(いわゆる「島原大変肥後迷惑」)。この津波では、眉山の有明海を挟んだ対岸で最大で 23 m を超える津波があったと報告されている(都司・日野, 1993)。また、日本付近での海底での火山噴火・カルデラ形成としては最大級の規模とされている鬼界カルデラの形成(約 7,300yBP ; Volcanic Global Risk Identification and Analysis Project (<http://www.bgs.ac.uk/vogripa/index.cfm>)による

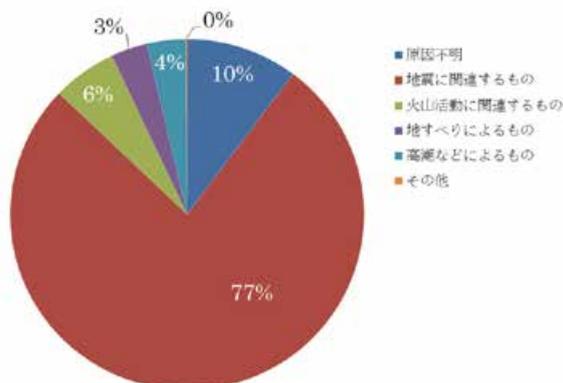
噴火マグニチュードは 8.1 である)においても、津波が発生したものと考えられている(Maeno and Imamura, 2007)。ただし、この津波による津波堆積物などの痕跡が不明であることなどにより津波規模などの詳細は良くわかっていない。

隕石が海域に落下・衝突することによる津波は、理論的にきわめて巨大な津波となりうることを示されている(例えば、Ward and Asphaug, 2002)。南太平洋に約 215 万年前に直径 1~4 km の隕石が落下したことで形成されたと考えられている Eltanin 衝突の場合(Ward and Asphaug, 2002)や、メキシコ湾に 6500 万年前に巨大隕石が落下したことによる Chicxulub 衝突による場合(Matsui *et al.*, 2002)について津波の推定が行われている。

アメリカ合衆国海洋大気庁(NOAA)は、歴史記録に残る津波イベントのカタログを作成している(National Geophysical Data Center / World Data Service (NGDC/WDS): Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5PN93H7)。このカタログによれば、紀元前 2000 年から 2012 年までの約 4000 年間に全世界で発生したことが知られている約 2,400 あまりの津波のうち、その約 77% は地震に原因するとされている(図 2.2-1a)。また、千島海溝~日本海溝~南海トラフ~琉球海溝~フィリピン海溝に掛かる西太平洋域においても同様に、カタログでは 82% の津波が地震を原因としたものである(図 2.2-1b)。

このように、歴史的にみても地震に伴う津波の発生頻度がきわめて高く、かつ日本付近では地震に伴って発生した津波による大きな被害を繰り返し被っている経験を持つことから、本研究では地震による津波を対象として津波ハザードを評価することとする。さらに、地震を原因とする津波については、プレートの沈み込み境界で発生する地震によるものと地殻内の断層運動による地震で発生する場合がある。プレート沈み込み境界で発生する地震による津波には、発生の場所として、いわゆる日本近海

a) World(N=2428) Period: BC2000 to 2012



b) around Japan(N=590) Period: BC2000 to 2012



図 2.2-1 NOAA 津波カタログによる津波発生原因別頻度（期間：紀元前 2000 年～西暦 2012 年末まで）。 a) カタログ全体の発生原因別頻度 b)日本周辺（カムチャツカ・千島～日本～韓半島・中国・台湾・フィリピン）の頻度。（データ出典：NOAA 'Global Historical Tsunami Database'）

で発生する近地津波と、遠隔地で発生する遠地津波と呼ばれるものがある。日本周辺では、NOAA のカタログを見るまでもなく、太平洋西端及びフィリピン海北端ないし北西端でのプレート境界に沿った地域で発生する地震により規模の大きな津波が頻繁に発生している。このことから、津波ハザードの評価を行う対象としては、まず、日本付近のプレート境界で発生する地震による津波を優先することとし、本研究ではそれ以外の地震や地震以外の原因による津波については、今後の検討課題とする。

## 2.2.2 日本周辺での地震活動に伴う津波

日本周辺での地震活動とそれに伴う津波に関するデータから、津波の発生の程度、規模別分布などを整理する。整理にあたっては、以下のカタログを参照した。

### ・地震活動に関するデータ

- 1) 気象庁の地震月報（1923 年 1 月～2011 年 5 月）によるカタログ(気象庁, 2011)
- 2) 宇津(1982) 1885 年～1980 年に発生した M6 以上及び被害地震のカタログ
- 3) 宇佐美(1996) 「新編日本被害地震総覧」(増補改訂版)に記載されている西暦 599 年～1983 年に発生した被害地震

### ・津波に関するデータ

- 1) 渡辺(1998) 「日本被害津波総覧（第 2 版）」に記載されている西暦 684 年～1996 年に日本及びその周辺で発生した津波
- 2) 阿部による 「日本付近に発生した津波の規模（1498 年—2006 年）に記載されている津波 (<http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/tsunamiMt.html>, 2014 年 7 月 30 日参照)

まず、1923 年～1996 年に日本周辺の海域で発生した地震の地震規模と津波発生割合について、「気象庁地震月報」における M5.5 以上の海域で発生した全ての地震から、渡邊(1998)による「日本被害津波総覧（第 2 版）」に記載されている地震を対応させた。地震の規模は、気象庁マグニチュード  $M_{JMA}$  で、津波の規模については、津波規模階級  $m$  (表 2.2-1 参照) で整理した (図 2.2-2)。図から、現行の津波警報レベル (表 2.2-1 では津波の高さ  $H$  が 1 m～3 m) に相当するとみられる津波規模階級  $m=1$  よりも大きな規模の津波は、概ねマグニチュード M7 程度よりも大きな地震によって発生している傾向がみられる。同様の傾向は、宇佐美(1998)に記載のある 1900 年以降 1983 年までの被害を伴った津波を発生させた地震の規模と津波規模階級の関係(図 2.2-3)においても認められる。

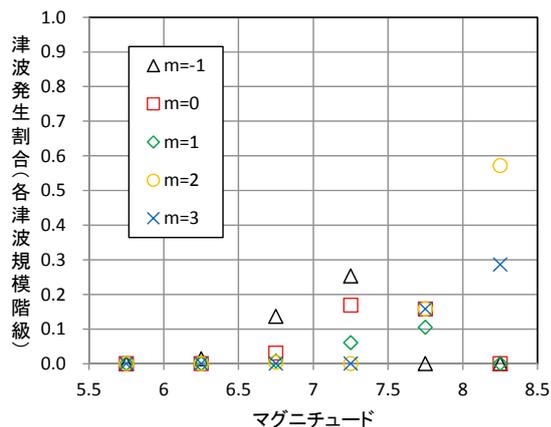


図 2.2-2 気象庁 (2011) による地震月報 (1923 年から 1996 年) による海域で発生した地震の規模と、それにより発生した津波の津波規模階級 (渡辺(1998)「日本被害津波総覧 (第 2 版)」による)

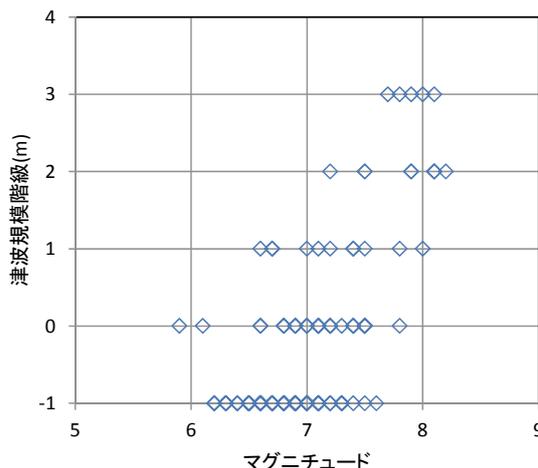


図 2.2-3 1900 年から 1983 年までに発生した被害地震の規模(宇佐美, 1998)とそれによって発生した津波の規模階級

表 2.2-1 今村・飯田の津波規模階級。  
(出典：渡辺(1998)「日本被害津波総覧 (第 2 版)」)

規模階級(m)	津波の高さ(H)	被害程度
-1	50 cm 以下	なし
0	1 m 程度	非常にわずかの被害
1	2 m 程度	海岸および船の被害
2	4~6 m 程度	若干の内陸までの被害や人的損失
3	10~20 m 程度	400km以上の海岸線に顕著な被害
4	30 m 以上	500km以上の海岸線に顕著な被害

表 2.2-2 に、阿部によるカタログ「日本付近に発生した津波の規模 (1498 年—2006 年)」に記載されている津波を発生させた地震に対し、渡邊(1998)を参照して対応する津波規模階級  $m$  と震源の深さのデータをまとめた。図 2.2-4 は、この表に基づく地震規模ごとの津波規模の発生回数を示す。これによるとやはりマグニチュード  $M_j$  が 7 以上の場合、津波規模階級  $m$  が 1 を超えることが多い。ただし、図中で、 $M_j 6.8$  で津波規模階級が 4 となっている地震が 1 例あるが、これは、「津波地震」とされている 1896 年明治三陸沖地震である。図 2.2-5 は、表 2.2-2 をもとに 1926 年～1996 年までの期間についての津波規模  $m$  ごとの発生回数を見たものである。図 2.2-6 は、発生回数を期間 70 年で除したときの年頻度を見たものである。これらによ

れば、津波規模階級  $m$  が 1 以上となる津波は、年頻度にして 0.3 程度、すなわち 3 年に 1 度程度の頻度で発生していることになる。

津波を発生させる地震の震源の深さは、表 2.2-2 によれば 1 例を除き、ほぼ 60 km より浅い。また、岡田・谷岡 (1998) の整理によっても、概ね 80 km より浅い地震により津波が発生していることが示されている。しかも、彼らによれば、発生した地震によって津波が発生する割合もおおよそ震源の深さが 50 km 以浅の場合に 30% を超え、特に規模の大きな津波は震源の深さ 40 km 以浅の地震の場合に集中して発生していると述べられている。

### 2.2.3 津波痕跡に関する資料

2011 年東北地方太平洋沖地震による津波災害の発生以降、過去の津波の来襲の規模とその頻度についての関心が強まっている。過去に発生した津波の痕跡を地質資料から探ろうという試みには 1960 年以降の長い積み重ねがある。たとえば、(国)産業技術総合研究所の活断層・地震研究センターでは、過去の巨大津波を解明するために、津波堆積物の調査・研究が過去 10 年以上にわたって続けられており、「津波堆積物を用いた過去の巨大津波の研究」([https://unit.aist.go.jp/actfault-eq/Tohoku/tsunami\\_taiseiki.html](https://unit.aist.go.jp/actfault-eq/Tohoku/tsunami_taiseiki.html)) においてその成

果がまとめられている。後藤ら（2012）は、津波堆積物に関する研究史をまとめており、2011年12月時点までに公表された174編の論文並びに報告書の一覧表を作成している。

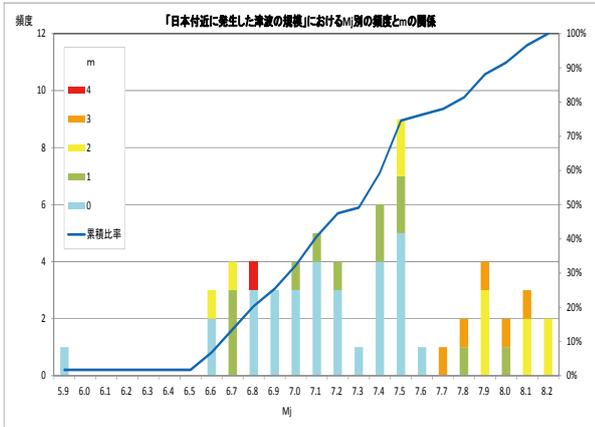


図 2.2-4 「日本付近に発生した津波の規模（1498年-2006年）」に記載のある地震の  $M_j$  と津波規模階級  $m$

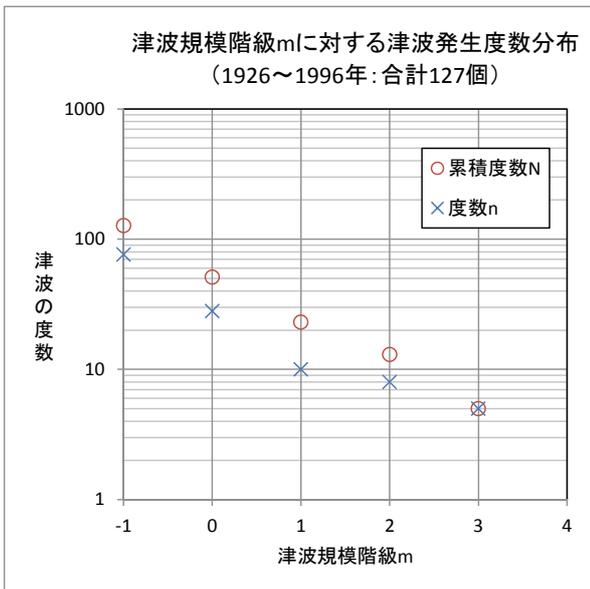


図 2.2-5 津波規模階級  $m$  ごとの津波発生回数（集計期間 1926～1996年）

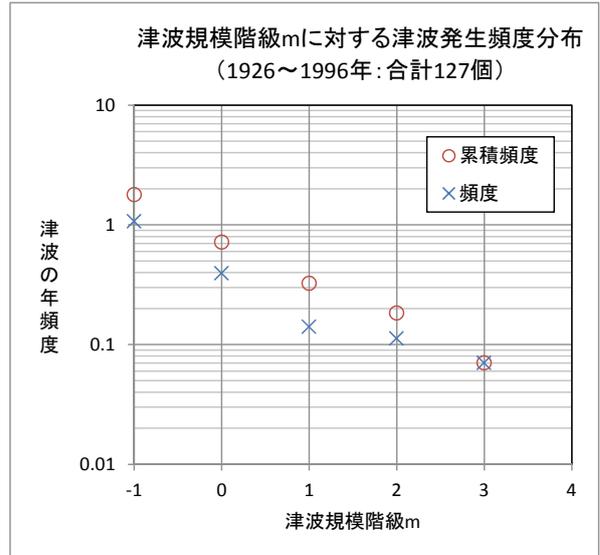


図 2.2-6 津波規模階級  $m$  に対する津波発生頻度（1926～1996年）

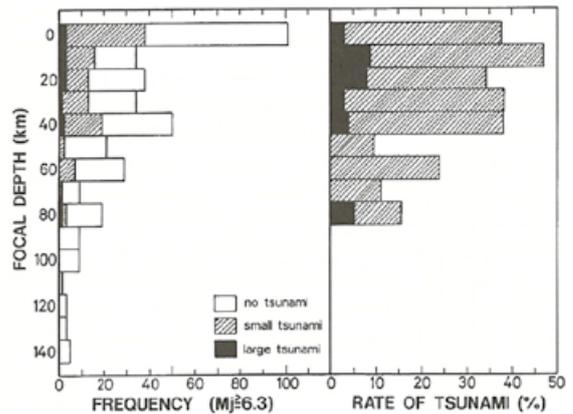


図 2.2-7 津波を発生させた地震の発生深度別頻度（岡田・谷岡，1998による）

表 2.2-3 文献自体の信頼度（古文書・史料集の信頼度）。（出典：津波痕跡データベース「用語集（暫定版）」）

文献自体の信頼度	判断基準
◎	A1: 直接目撃者が被災直後に記したもの。 A2: その地点の公的な立場の人(地主、代官、支配領主など)が記録したもの、津波被害に関する歴史的文献など。 A3: 寺院での過去帳(死者リスト)など B3: 寺院などで石段の横目など明確に言い換えられている記述を集めたもの。
○	B1: A1からA3に基づき、江戸から明治期の公的史料編纂者がまとめた文書、インタリの絵巻など。 B2: 個人の年代記など、直接体験者の伝記であるが、体験から文章化までに年代が経っている資料を集めたもの。 C1: 明治から昭和・平成までに調査された旧町村史編纂者が地元伝承を集めたもの。
△	C2: 被災時に旅行者が観測を文章化したもの。 C3: 被災時に遠方の地方の人がニュースとして記録したもの。 D: Cより劣るもの。昭和・平成の現代人が個別によりまとめたもの。
×	E: 偽書である(東日流三割詔など)

※2009/3/6 第7回検討会資料より抜粋

表 2.2-2 日本付近に発生した津波の規模（1498年—2006年）の地震リスト

YEAR	MO	DY	HR	MN	LAT	LONG	REGION	Mt	Mw	Ms	Mj	Mt-Ms	m	深さ(km)
1498	9	20					東海	8.5				FALSE	3	
1596	9	1					別府湾	8.0				FALSE		
1605	2	3					東海・南海	8.2				FALSE	3	
1611	12	2					三陸沖	8.4				FALSE	4	
1662	10	31					日向灘	7.7				FALSE	2	
1677	4	13					十勝沖	7.7				FALSE	2	
1677	11	4					房総沖	8.0				FALSE	3	
1703	12	31					関東	8.4				FALSE	3	
1707	10	28					東海・南海	8.4				FALSE	4	
1741	8	29					渡島半島沖	8.4				FALSE		
1763	1	29					十勝沖	7.9				FALSE	2	
1769	8	29					日向灘	7.2				FALSE	1	
1771	4	24					八重山群島	8.5				FALSE	4	
1792	5	21					島原海	7.5				FALSE	3	
1793	2	17					宮城県沖	7.6				FALSE	2	
1804	7	10					山形・秋田県沖	7.7				FALSE	1	
1833	12	7					山形県沖	8.1				FALSE	2	
1843	4	25					十勝沖	8.0				FALSE	2	
1854	12	23					東海	8.3				FALSE	3	
1854	12	24					南海	8.3				FALSE	3	
1856	8	23					十勝沖	7.6				FALSE	2	
1894	3	22	19	23	42.50	146.00	根室沖	8.2		8.1	7.9	0.1	2	
1896	1	9	22	17	36.50	141.00	茨城県沖	7.3		7.2	6.6	0.1	2	
1896	6	15	19	32	39.50	144.00	岩手県沖	8.6		7.2	6.8	1.4	4	
1897	2	20	5	50	38.10	141.90	宮城県沖			7.3	7.4	FALSE	0	
1897	8	5	9	10	38.30	143.30	宮城県沖	7.8		7.7	7.7	0.1	1~2	
1898	4	23	8	37	38.60	142.00	宮城県沖	6.7		7.4	7.2	-0.7	-1	
1899	11	25	3	43	31.90	132.00	宮崎県沖	7.0		7.2	7.1	-0.2	-1	
1901	6	24	16	2	28.00	130.00	奄美大島沖	7.6		7.3	7.5	0.3	0	
1901	8	9	18	23	40.50	142.50	青森県東方沖	7.3		7.3	7.2	0.0	0	
1901	8	10	3	33	40.60	142.30	青森県東方沖	7.2		7.5	7.4	-0.3	0	
1911	6	15	23	26	28.00	130.00	奄美大島付近				8.0	FALSE	1	100
1914	1	12	18	28	31.60	130.60	鹿児島県中部			6.7	7.1	FALSE	1	
1915	11	1	16	24	38.30	142.90	宮城県沖			7.6	7.5	FALSE	0	
1918	9	8	2	16	45.50	152.00	ウルフ島沖	8.5		8.2	8.0	0.3		
1918	11	8	13	38	44.50	150.50	ウルフ島沖			7.7	7.7	FALSE		
1923	6	2	2	24	35.90	142.00	茨城県沖	7.4		7.2	7.3	0.2	-1	
1923	9	1	11	58	35.10	139.50	相模湾	8.0	7.9	8.2	7.9	-0.2	2	
1923	9	2	11	46	34.90	140.20	房総半島沖	7.5		7.7	7.3	-0.2	-1	
1927	3	7	18	27	35.50	135.20	京都府北部		7.2	7.6	7.3	FALSE	-1	0
1927	8	6	6	12	37.90	142.10	宮城県沖	6.8		7.1	6.7	-0.3	-1	10
1927	8	19	4	27	34.00	142.00	房総半島沖	7.4		6.8	6.9	0.6	-1	0
1928	5	27	18	50	40.00	143.30	岩手県沖	7.1		7.1	7.0	0.0	-1	40
1931	3	9	12	48	41.20	142.50	青森県東方沖	7.2		7.8	7.6	-0.6	-1	0
1931	11	2	19	3	32.30	132.60	宮崎県沖	7.3		7.6	7.1	-0.3	-1	40
1933	3	3	2	30	39.20	144.50	岩手県沖	8.3	8.4	8.5	8.1	-0.2	3	10
1933	6	19	6	37	38.10	142.50	宮城県沖	7.1		7.3	7.1	-0.2	-1	0
1935	7	19	9	50	36.60	141.40	茨城県沖	6.6		6.5	6.9	0.1	-1	0
1935	10	13	1	45	40.00	143.70	岩手県沖	7.2		7.2	6.9	0.0	-1	0
1935	10	18	9	11	40.80	144.40	青森県東方沖	6.9		7.2	7.1	-0.3	-1	10
1936	11	3	5	45	38.20	142.10	宮城県沖	7.0		7.2	7.5	-0.2	0	40
1938	5	23	16	18	36.70	141.60	茨城県沖	7.5	7.7	7.6	7.0	-0.1	0	0
1938	6	10	18	53	25.30	125.20	宮古島北方沖			7.7	6.7	FALSE	1	40
1938	11	5	17	43	37.30	142.20	福島県沖	7.6	7.8	7.7	7.5	-0.1	0	30
1938	11	5	19	50	37.30	141.70	福島県沖	7.6	7.7	7.7	7.3	-0.1	0	30
1938	11	6	17	53	37.40	141.90	福島県沖	7.3	7.6	7.6	7.4	-0.3	0	0
1938	11	7	6	38	37.00	141.60	福島県沖	7.4	7.6	7.0	6.9	0.4	0	20
1938	11	14	7	31	37.00	141.50	福島県沖	7.1		7.0	6.0	0.1	-1	60
1938	11	22	10	14	36.70	142.10	茨城県沖	6.7		6.6	6.9	0.1	-1	10
1938	11	30	11	29	37.00	142.20	福島県沖	7.0		6.9	6.9	0.1	-1	20
1939	3	20	12	22	32.30	132.00	宮崎県沖	6.7		6.5	6.5	0.2	-1	20
1939	5	1	14	58	40.10	139.50	秋田県沖	6.9		7.0	6.8	-0.1	-1	0
1940	8	2	0	8	44.30	139.50	積丹半島沖	7.7	7.5	7.5	7.5	0.2	2	10
1941	11	19	1	46	32.00	132.10	宮崎県沖	7.6		7.8	7.2	-0.2	1	0
1943	6	13	14	11	41.30	143.40	青森県東方沖	7.3		7.2	7.1	0.1	-1	20
1944	12	7	13	35	33.80	136.60	三重県沖	8.1	8.1	8.0	7.9	0.1	3	30
1945	1	13	3	38	34.70	137.10	愛知県南部		6.6	6.8	6.8	FALSE	0	0
1945	2	10	13	57	41.00	142.10	青森県東方沖	7.1		7.1	7.1	0.0	-1	20
1946	12	21	4	19	33.00	135.60	紀伊半島沖	8.1	8.1	8.2	8.0	-0.1	3	20
1947	11	4	9	9	43.80	141.00	留萌沖	7.3		7.1	6.7	0.2	1	0
1948	4	18	1	11	33.30	135.60	紀伊半島沖			7.3	7.0	FALSE	0	0
1952	3	4	10	22	41.80	144.10	十勝沖	8.2	8.1	8.3	8.2	-0.1	2	0
1952	3	10	2	3	41.70	143.70	日高南東沖	7.3		7.1	6.8	0.2	-1	20
1953	11	26	2	48	34.00	141.70	房総半島沖	7.8	7.9	7.9	7.4	-0.1	1	60
1956	3	6	8	29	44.30	144.10	網走沖	6.2		6.0	6.3	0.2	-1	10
1958	11	7	7	58	44.30	148.50	エトロフ島沖	8.2	8.3	8.1	8.1	0.1	2	80
1959	1	22	14	10	37.50	142.20	福島県沖	6.9		7.1	6.8	-0.2	-1	40
1959	10	26	16	35	37.50	143.30	福島県沖	6.5		6.5	6.8	0.0	-1	10
1960	3	21	2	7	39.80	143.40	岩手県沖	7.5		7.7	7.2	-0.2	0	0
1960	3	23	9	23	39.40	143.70	岩手県沖	7.1		6.8	6.7	0.3	-1	0
1960	7	30	2	31	40.30	142.50	岩手県沖	7.0		6.7	6.7	0.3	-1	50
1961	1	16	16	20	36.00	142.30	茨城県沖	7.2		6.9	6.8	0.3	-1	40
1961	1	16	21	12	36.20	142.00	茨城県沖	7.1		6.5	6.5	0.6	-1	20
1961	2	13	6	53	43.20	147.90	エトロフ島沖	6.9		6.9	6.6	0.0	-1	80
1961	2	27	3	10	31.60	131.90	宮崎県沖	7.5		7.6	7.0	-0.1	0	40
1961	7	18	23	3	29.60	131.80	屋久島南東沖	6.9		6.9	6.6	0.0	-1	60
1961	8	12	0	51	42.90	145.60	根室沖	6.8	7.0	7.1	7.2	-0.3	-1	80
1961	11	15	16	17	42.70	145.60	根室沖	6.9		6.8	6.9	0.1	-1	60
1962	4	12	9	52	38.00	142.80	宮城県沖	6.8		7.1	6.8	-0.3	0	40
1962	4	23	14	58	42.20	143.90	十勝沖	6.7		6.9	7.0	-0.2	-1	60
1963	10	12	20	26	43.90	148.90	エトロフ島沖	6.9		7.0	6.3	-0.1	-1	0
1963	10	13	14	17	43.80	150.00	エトロフ島沖	8.4	8.5	8.1	8.1	0.3	2	0

表 2.2-2 (つづき)

YEAR	MO	DY	HR	MN	LAT	LONG	REGION	Mt	Mw	Ms	Mj	Mt-Ms	m	深さ(km)	
1963	10	20	9	53	44.10	150.10	ウルップ島沖	7.9			7.2	6.7	0.7	2	26
1964	5	7	16	58	40.30	139.00	秋田県沖	7.1	7.0		6.6	6.9	0.5	-1	0
1964	6	16	13	1	38.40	139.20	新潟県沖	7.9	7.6		7.5	7.5	0.4	2	40
1964	7	24	17	14	45.80	153.40	千島列島	7.2			6.8	6.4	0.4		
1964	12	11	0	11	40.40	138.90	秋田県沖	6.5			6.5	6.3	0.0	-1	40
1965	6	11	12	33	43.70	148.80	エトロフ島沖	7.0			7.0	6.4	0.0	-1	0
1968	1	29	19	19	43.20	147.00	色丹島沖	7.3	7.3		7.3	6.9	0.0	-1	30
1968	4	1	9	42	32.30	132.50	宮城県沖	7.7	7.4		7.6	7.5	0.1	1	30
1968	5	16	9	48	40.70	143.60	青森県東方沖	8.2	8.2		8.1	7.9	0.1	2	0
1968	5	16	19	39	41.40	142.90	青森県東方沖	7.7			7.7	7.5	0.0	0	40
1968	6	12	22	41	39.40	143.10	岩手県沖	7.4	7.1		7.3	7.2	0.1	0	0
1969	4	21	16	19	32.20	132.10	宮城県沖	6.7			6.8	6.5	-0.1	-1	10
1969	8	12	6	27	43.30	147.80	色丹島沖	8.2	8.2		7.8	7.8	0.4	1	30
1970	7	26	7	41	32.10	132.00	宮城県沖	7.1	7.0		6.8	6.7	0.3	-1	10
1971	8	2	16	24	41.20	143.70	日高南東沖	7.1			7.1	7.0	0.0	-1	60
1971	9	6	3	35	46.70	141.40	サハリン西方沖	7.5	7.3		6.9	6.9	0.6	0	0
1972	2	29	18	22	33.20	141.30	八丈島東方沖	7.4			7.4	7.1	0.0	-1	70
1972	12	4	19	16	33.20	141.10	八丈島東方沖	7.6			7.5	7.2	0.1	-1	50
1973	6	17	12	55	43.00	146.00	根室沖	8.1	7.8		7.7	7.4	0.4	1	40
1973	6	24	11	43	43.00	146.80	根室沖	7.6	7.5		7.3	7.1	0.3	0	30
1973	6	27	7	32	42.70	146.60	根室沖	6.9			6.5	6.5	0.4		
1974	5	9	8	33	34.60	138.80	伊豆半島沖	6.5	6.5		6.3	6.9	0.2	-1	10
1974	9	27	14	47	42.80	146.70	根室沖	7.0			6.5	6.6	0.5	-1	30
1975	6	10	22	47	42.80	148.20	色丹島沖	7.9			6.8	7.0	1.1	1	0
1976	1	21	19	5	43.70	149.20	エトロフ島沖	7.1			6.8	6.5	0.3	-1	0
1978	1	14	12	24	34.80	139.30	伊豆大島付近	6.7	6.6		6.4	7.0	0.3	-1	0
1978	3	23	9	31	44.40	149.70	エトロフ島沖	7.1	7.3		7.1	6.7	0.0	-1	40
1978	3	23	12	15	44.80	149.40	エトロフ島沖	7.5	7.4		7.4	7.0	0.1	-1	60
1978	3	25	4	47	44.30	149.80	エトロフ島沖	7.7	7.6		7.5	7.3	0.2	-1	40
1978	6	12	17	14	38.20	142.20	宮城県沖	7.4	7.6		7.5	7.4	-0.1	0	40
1979	2	20	15	32	40.20	143.90	岩手県沖	6.9	6.5		6.7	6.5	0.2	-1	0
1980	2	23	14	51	43.50	146.60	色丹島沖	6.8	7.1		6.8	6.8	0.0	-1	30
1980	6	29	16	20	34.90	139.20	伊豆半島東方沖	6.3	6.4		6.0	6.7	0.3	-1	10
1981	1	19	3	17	38.60	143.00	宮城県沖	7.0	7.0		6.9	7.0	0.1	-1	0
1982	3	21	11	32	42.10	142.60	日高沖	7.1	6.9		6.7	7.1	0.4	0	40
1982	7	23	23	23	36.20	142.00	茨城県沖	7.0	7.0		6.8	7.0	0.2	-1	30
1982	12	28	15	37	33.90	139.50	三宅島南方沖		6.2	6.1	6.4	FALSE	-1	20	
1983	5	26	11	59	40.40	139.10	秋田県沖	8.1	7.9		7.7	7.7	0.4	3	14
1983	6	21	15	25	41.30	139.00	青森県西方沖	7.3	7.0		6.9	7.1	0.4	0	6
1984	3	24	18	43	44.40	148.90	エトロフ島沖	7.1	7.1		7.0	6.8	0.1	-1	40
1984	6	13	11	29	31.40	139.80	鳥島近海	7.3	5.6		5.5	5.9	1.8	0	0
1984	8	7	4	6	32.40	132.20	宮城県沖	6.9	6.9		6.7	7.1	0.2	-1	33
1984	9	19	2	2	34.10	141.60	房総半島沖	7.3	6.8		6.9	6.6	0.4	-1	13
1986	11	15	6	20	24.00	121.80	台湾付近	7.6	7.3		7.8	7.5	-0.2	1	33
1987	2	6	22	16	37.00	141.90	福島県東方沖	6.8	6.8		6.3	6.7	0.5		
1987	3	18	12	36	32.00	132.10	日向灘	6.8	6.6		6.8	6.6	0.0		
1989	10	29	14	25	39.60	143.80	三陸はるか沖	6.8	6.9		6.6	6.5	0.2	-1	0
1989	11	2	3	25	39.80	143.10	岩手県沖	7.5	7.2		7.4	7.1	0.1	0	0
1990	2	20	15	53	34.70	139.30	伊豆大島近海	6.5	6.2		6.4	6.5	0.1	-1	6
1990	9	24	6	13	33.10	138.60	東海道はるか沖	6.8	6.5		6.5	6.6	0.3	-1	60
1991	12	22	17	43	45.80	152.40	千島列島	7.5	7.5		7.4	6.8	0.1	0	10
1992	7	18	17	36	39.40	143.70	三陸はるか沖	7.2	6.8		6.9	6.9	0.3	0	0
1992	8	12	0	14	32.60	142.10	八丈島東方沖	7.1	6.4		6.3	6.1	0.8	-1	50
1993	2	7	22	27	37.70	137.30	能登半島沖	6.7	6.6		6.2	6.6	0.5	0	25
1993	7	12	22	17	42.80	139.20	北海道南西沖	8.1	7.7		7.6	7.8	0.5	3	35
1993	8	8	4	42	42.00	139.90	北海道南西沖	6.4	6.5		6.1	6.3	0.3	-1	24
1994	4	8	10	10	40.60	144.00	三陸はるか沖	7.0	6.4		6.3	6.5	0.7	-1	9
1994	5	24	13	0	24.00	122.40	台湾付近	6.5	6.5		6.7	6.6	-0.2	-1	37
1994	6	5	10	9	24.30	121.70	台湾付近	6.6	6.3		6.6	6.7	0.0		
1994	10	4	22	22	43.40	147.70	北海道東方沖	8.2	8.1		8.1	8.2	0.1	2	23
1994	10	9	16	55	43.60	147.80	北海道東方沖	6.9	7.1		7.1	7.0	-0.2		
1994	12	28	21	19	40.50	143.70	三陸はるか沖	7.7	7.7		7.5	7.6	0.2	0	0
1995	1	17	5	46	34.60	135.00	兵庫県南部	6.4	6.8		6.8	7.3	-0.4	-1	16
1995	10	18	19	37	28.00	130.40	奄美大島近海	7.6	6.9		6.9	6.7	0.7	1	38
1995	10	19	11	41	28.10	130.30	奄美大島近海	7.3	6.7		6.9	6.6	0.4	0	34
1995	12	4	3	1	44.50	150.30	千島列島	7.6	7.6		7.9	7.2	-0.3	-1	57
1996	9	5	3	15	31.40	140.00	鳥島近海	7.5	5.7		5.1	6.2	2.4	-1	13
1996	10	18	19	50	30.60	131.20	種子島近海	6.7	6.6		6.6	6.2	0.1	-1	40
1996	10	19	23	44	31.80	132.00	日向灘	6.9	6.6		6.6	6.9	0.3	-1	39
1996	12	3	7	17	31.80	131.60	日向灘	6.7	6.7		6.6	6.7	0.1	-1	43
1998	5	4	8	30	22.30	125.30	石垣島南方沖	6.8	7.4		7.3	7.6	-0.5		
2000	3	28	20	0	22.50	143.70	父島近海	7.6	7.6		7.6	FALSE			
2000	7	1	18	1	34.20	139.20	新島神津島近海	6.2	6.2		6.1	6.4	0.1		
2000	7	30	21	25	34.00	139.40	三宅島近海	6.4	6.5		6.5	6.4	-0.1		
2001	12	18	13	2	23.90	122.80	与那国島近海	6.8	6.8		6.7	7.3	0.1		
2002	3	26	12	45	23.10	124.20	石垣島南方沖	6.7	6.5		6.3	6.6	0.4		
2002	3	31	15	52	24.20	122.00	台湾付近	7.2	7.1		7.1	7.2	0.1		
2003	9	26	4	50	41.80	144.10	十勝沖	8.1	8.1		8.0	8.0	0.1		
2003	10	31	10	6	37.80	142.70	福島県沖	7.0	6.8		6.6	6.8	0.4		
2004	5	30	5	56	34.10	141.90	房総半島南東沖	7.0	6.5		6.6	6.7	0.4		
2004	9	5	19	7	33.00	136.80	紀伊半島沖	7.2	7.0		7.0	6.9	0.2		
2004	9	5	23	57	33.10	137.10	東海道沖	7.4	7.3		7.1	7.4	0.3		
2004	11	29	3	32	42.90	145.30	釧路沖	6.8	7.0		7.0	7.1	-0.2		
2005	1	19	15	11	34.00	142.00	房総半島南東沖	7.5	6.4		6.3	6.8	1.2		
2005	8	16	11	46	38.20	142.30	宮城県沖	7.0	7.1		7.2	7.2	-0.2		
2005	11	15	6	38	38.00	144.90	三陸沖	7.3	6.9		7.2	7.1	0.1		
2006	1	1	16	11	31.40	140.40	鳥島近海	7.5	5.5		5.2	5.9	2.3		
2006	10	24	6	17	29.20	140.40	鳥島近海	7.4	6.4		5.2	6.8	2.2		
2006	11	15	20	16	46.70	154.00	千島列島	8.2	7.9		7.8	7.9	0.4		

注：Mt：津波マグニチュード，Mw：モーメントマグニチュード，Ms：表面波マグニチュード，Mj：気象庁マグニチュード（いずれも阿部による表による）。m：津波規模階級（渡辺，1998による）。震源の深さは，渡辺（1998）の載によった。津波地震（Mt-Ms $\geq$ 0.5となる地震）は黄色で，津波規模階級 m の記載がない地震は灰色で示した。波地震の同定は，阿部（1988）によった。

地質資料に基づく津波痕跡データと、歴史文献資料に基づく津波データを総合し、地理データベースとして整理しているのが、東北大学および原子力安全基盤機構により整備されている「津波痕跡データベース」(<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/kiyaku.php>, 2014年7月30日参照)である。このデータベースは2007年から継続的に構築されているもので、特徴としては約3万点に上る痕跡情報のすべてについて、津波専門家による精査に基づき各種学術論文や古文書・史料に対する信頼度を評価(例えば表 2.2-3)し、あるいは痕跡データの信頼度(例えば表 2.2-4)が付与されている点にある。

既に表 2.2-5 に示す津波についてデータベース化されており、蓄積されているデータの地理的分布を、1741年の寛保(渡島大島)噴火津波による痕跡分布図を例として図 2.2-8 に示す。今後のさらなるデータの蓄積が望まれる。

表 2.2-4 津波痕跡高の信頼度の分類(1960年チリ地震津波以降)。(出典:津波痕跡データベース「用語集(暫定版)」)

		判断基準
信頼度	A	信頼度大なるもの 痕跡明確にして、測量誤差最も小なるもの
	B	信頼度中なるもの 痕跡不明につき、聞き込みにより周囲の状況から信頼ある水位を知るもの。測量誤差小
	C	信頼度小なるもの その他砂浜などで異常に波がはい上がったと思われるもの。あるいは測点が海辺より離れ測量誤差が大なるもの
	D	信頼度極小なるもの 高潮、台風などの影響で痕跡が重複し、不明瞭なもの、など

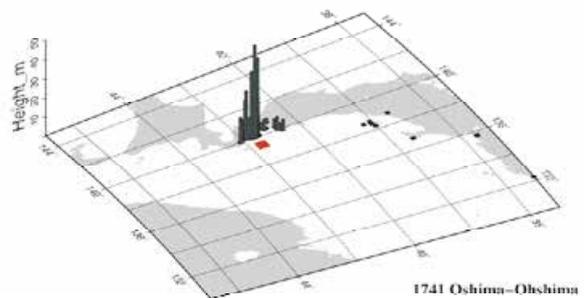


図 2.2-8 津波痕跡データベースのデータの例(1741年寛保(渡島大島)噴火津波)

表 2.2-5 津波痕跡データ登録数集計（津波別）。（出典：津波痕跡データベース）

津波番号	津波名	文献数	痕跡件数	検潮記録	痕跡信頼度の内訳							
					A	B	C	D	X	Z	精査中	
0002	869貞観地震津波	23	14	0	0	0	0	0	1	0	13	0
0003	887仁和(紀伊半島沖)地震津波	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0004	1096嘉保東海地震津波	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0006	1361正平南海地震津波	8	6	0	0	0	4	0	0	0	2	0
0008	1498明応南海地震津波	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0009	1498明応東海地震津波	33	290	0	0	4	21	74	21	170	0	0
0010	1596慶長豊後地震津波	13	119	0	5	3	12	3	25	71	0	0
0012	1605慶長東海地震津波	25	180	0	1	4	22	37	15	93	8	0
0013	1611慶長三陸地震津波	23	105	0	2	2	23	15	1	62	0	0
T015-01	1640 駒ヶ岳噴火津波	7	8	0	0	1	0	0	1	0	6	0
0016	1662日向灘地震津波	3	18	0	0	0	7	1	1	9	0	0
0018	1677延宝三陸地震津波	9	23	0	0	0	3	17	2	1	0	0
0019	1677延宝房総地震津波	18	135	0	0	11	33	48	3	40	0	0
W003	1700元禄(北米カスケード)津波	8	9	0	0	1	3	0	0	5	0	0
0020	1703元禄地震津波	48	331	0	2	15	17	83	3	209	2	0
0021	1707宝永地震津波	67	1157	0	70	101	168	82	22	712	2	0
0025	1741寛保(渡島大島)噴火津波	16	247	0	7	9	42	38	5	146	0	0
0026	1762宝暦佐渡地震津波	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0027	1763宝暦青森県東方沖地震津波	8	2	0	0	0	0	0	0	2	0	0
0029	1768明和沖繩本島南西沖地震津波	3	2	0	0	0	1	0	0	1	0	0
0030	1769日向灘地震津波	3	6	0	0	0	0	1	2	2	1	0
0031	1771八重山地震津波	21	214	0	77	8	65	8	0	56	0	0
W006	1780千島列島津波	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0032	1780鹿児島湾北部海底噴火津波(1)	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0033	1780鹿児島湾北部海底噴火津波(2)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0034	1781鹿児島湾海底噴火津波	3	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
0036	1792雲仙普賢岳山体崩壊津波	10	183	0	89	26	1	0	0	67	0	0
0037	1792寛政北海道西方沖地震津波	3	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
0038	1793寛政西津軽地震津波	8	24	0	0	0	4	0	1	19	0	0
0039	1793寛政三陸地震津波	9	135	0	0	3	10	40	4	78	0	0
0040	1804象潟地震津波	7	78	0	0	0	4	0	1	73	0	0
0041	1833天保(山形県沖)地震津波	21	89	0	1	5	22	29	1	31	0	0
W007	1837天保チリ南部沖地震津波	8	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0
0043	1843天保根室沖地震津波	21	21	0	3	4	6	5	1	2	0	0
0044	1854安政東海地震津波	56	1885	0	35	70	135	200	25	1420	0	0
0045	1854安政南海地震津波	52	541	0	62	35	123	35	18	268	0	0
0048	1856安政三陸(八戸沖)地震津波	16	149	0	4	10	42	69	2	22	0	0
W008	1868チリ(アタカマ)地震津波	5	4	0	0	0	0	0	0	4	0	0
W009	1877チリ(イキケ)地震津波	4	11	0	0	0	0	0	0	11	0	0
0053	1894根室半島南東沖地震津波	10	85	5	0	0	6	15	0	64	0	0
0055	1896明治三陸地震津波	19	1007	1	291	3	364	0	0	160	189	0
0057	1897三陸はるか沖地震津波	3	53	0	0	0	40	0	0	13	0	0
0059	1899宮崎県沖地震津波	2	2	2	1	0	0	0	0	1	0	0
0063	1911喜界島地震津波	6	3	0	0	1	1	0	1	0	0	0
W014	1918千島列島ウツル半島東方沖地	6	27	24	6	2	3	1	0	15	0	0
W016	1922チリ(アタカマ)地震津波	1	4	3	3	0	1	0	0	8	0	0
0067	1923大正関東大地震津波	19	319	13	6	20	140	12	1	140	0	0
T001	1929日向灘地震津波	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0074	1931日向灘地震津波	4	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0
0075	1933昭和三陸地震津波	17	2376	23	897	229	789	3	0	458	0	0
0083	1938宮古島付近地震津波	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0091	1939日向灘地震津波	4	4	3	0	0	0	0	0	4	0	0
0093	1940積丹半島沖地震津波(神威岬)	10	116	14	3	2	24	27	0	60	0	0
0094	1941日向灘地震津波	7	5	2	0	0	0	0	0	5	0	0
0096	1944昭和東南海地震津波	26	796	76	136	13	81	13	0	553	0	0
W020	1946アリユンジャン津波	7	26	21	12	0	2	0	0	15	0	0
0099	1946昭和南海地震津波	30	1693	35	322	264	289	10	0	721	87	0
0102	1952十勝沖地震津波	10	382	59	38	40	160	41	0	103	0	0
W021	1952カムチャッカ津波	6	224	19	11	18	37	70	0	88	0	0
0109	1953房総半島南東沖地震津波	6	59	42	9	5	2	3	0	38	2	0
W022	1957アリユンジャン地震津波	8	24	24	10	11	0	0	0	3	0	0
0111	1958エトロフ島沖地震津波	4	61	55	4	11	1	0	0	45	0	0
W023	1960チリ地震津波	44	1980	229	358	512	371	37	0	697	5	0
0121	1961日向灘地震津波	6	12	12	3	0	1	0	0	8	0	0
0128	1963エトロフ島沖地震津波	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W025	1964アラスカ地震津波	6	61	59	28	0	0	0	0	33	0	0
0131	1964新潟地震津波	14	998	162	147	159	219	24	0	401	48	0
0136	1968日向灘地震津波	6	105	70	27	5	15	0	0	58	0	0
0137	1968十勝沖地震津波	11	1986	271	173	130	852	45	0	784	2	0
0140	1969日向灘地震津波	2	9	9	0	0	4	0	0	5	0	0
0142	1970日向灘地震津波	3	39	39	3	0	17	0	0	19	0	0
0148	1973根室半島沖地震津波	5	193	143	85	18	35	2	0	53	0	0
0152	1975北海道東方沖(色丹島沖)地震	6	84	74	46	18	0	0	0	20	0	0
0158	1978宮城県沖地震津波	2	28	28	0	0	0	0	0	28	0	0
0167	1983日本海中部地震津波	29	3748	377	861	1284	566	7	0	883	147	0
0171	1984日向灘地震津波	2	12	12	4	0	0	0	0	8	0	0
0173	1986台湾東方沖地震津波	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0181	1993能登半島沖地震津波	2	13	13	7	0	0	0	0	6	0	0
0182	1993北海道南西沖地震津波	16	2115	235	404	464	456	62	0	716	13	0
0186	1994北海道東方沖地震津波	6	353	98	87	116	49	8	0	89	4	0
0189	1995奄美大島近海津波	5	120	102	83	7	1	0	0	29	0	0
0190	1995奄美大島近海津波(余震)	4	64	60	39	3	0	0	0	22	0	0
W047	1996イリアンジャヤ地震津波	8	135	135	85	16	1	0	0	33	0	0
0194	1996日向灘地震津波	2	3	3	0	0	0	0	0	3	0	0
0195	1996日向灘地震津波	2	7	7	7	0	0	0	0	0	0	0
W051	2001ペルー南部地震津波	4	63	63	31	0	0	0	0	32	0	0
0201	2001与那国島近海津波	1	6	6	6	0	0	0	0	0	0	0
0202	2002石垣島南方沖津波	1	4	4	4	0	0	0	0	0	0	0
0203	2002台湾東方沖津波	1	4	4	4	0	0	0	0	0	0	0
0204	2003十勝沖地震津波	11	263	0	177	53	31	0	0	2	0	0
0207	2004紀伊半島沖地震津波	5	11	11	11	0	0	0	0	0	0	0
0208	2004東海道沖地震津波	7	16	16	16	0	0	0	0	0	0	0
0215	2006千島列島東方沖地震津波	6	114	111	61	2	2	0	0	49	0	0
0216	2007千島列島東方沖地震津波	6	97	94	52	2	2	0	0	41	0	0
0217	2007能登半島沖地震津波	4	11	11	11	0	0	0	0	0	0	0
0218	2007新潟県中越沖地震津波	7	3	3	3	0	0	0	0	0	0	0
225	2009 駿河湾地震津波	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W057	2010チリ地震津波	3	336	1	199	92	61	0	0	48	0	0
214	2011東北地方太平洋沖地震津波	5	5907	1	4721	958	115	17	1	118	1	0
	合計	1048	32156	2885	9850	4770	5506	1185	156	10277	511	0

## 2.3 津波の発生および伝播に関する手法

### 2.3.1 地形モデルの作成方法，使用されているデータ，データの精度について

一般的な津波シミュレーションに用いる入力データは，地形データ（海域及び陸域），粗度データ，構造物データの3つで構成される．計算対象となる空間を格子状に分割し，これらの3つの情報をその格子上に近似して表現したものが津波シミュレーションに用いる計算入力データとなる．

海底地形及び陸域の地表面を再現するための地形データとして，地盤高（標高及び水深）を格子化したメッシュデータを用いる．地形データの精度は最終的な計算結果に影響を与え，場合によっては外力条件より重要となる（高橋，2004）．格子間隔を小さくすると計算精度も向上するが，計算負荷，データ作成に必要な資源も増大し，津波シミュレーションの大部分がこの地形モデルの作成作業となることも多い．また，小さな空間格子間隔のデータから大きな空間格子間隔のデータを作成することは可能であるが，逆は不可能である．従って，津波シミュレーションに用いる地形データは，目的・用途に応じた空間格子間隔を決定し，その格子間隔に応じた地形の基礎データを収集する必要がある．

以下，津波シミュレーションに用いる地形モデルの作成方法，使用データおよびデータ精度等に関する既往の研究・文献等を整理する．

#### (1) 空間格子間隔

津波シミュレーションの地形データは，陸域データと海域データで構成される．

海域の水深データは，外洋と沿岸部に分けて考えることができる．外洋では津波の発生を計算するため，プレート境界を含んでおり，かつ断層面が余裕をもって設定できるように広域の地形条件，かつ適切な空間格子間隔の設定が要求される．水深が大きい外洋での津波の波長は数10 km～数100 kmのオーダーであり，津波の伝播速度も大きくなることから，比較的粗い格子間隔で十分である．それに対して，水深が浅く，津波の伝播速度が遅いため波長が短くな

る沿岸部では，局所的な地形が再現されている格子間隔の小さい地形モデルが要求される．この津波現象の解析に要求される空間スケールの違いのため，津波の空間波形および地形条件に応じて，異なる計算格子間隔の領域を接続して同時に計算する方法（ネスティング）が用いられることが多い．

領域接続の計算では，空間格子間隔の選定に注意が必要であり，あまり格子間隔に違いのある領域を接続させると，数値計算上，計算誤差が蓄積する場合がある．これは，各領域で再現できる限界波長が格子間隔の2倍となるため，小領域で発生した津波の短波長成分の一部が大領域へ接続できずに小領域内部に残ってしまうためである．この影響を低減するため，格子間隔の選定方法としては，格子間隔を1:3あるいは1:2の割合で小さくして領域を結合する方法が一般的に用いられている（図2.3-1）．

なお，各計算領域を接続する際に，接続境界が陸地と鋭角に交わる場合は，陸からの反射波がすぐ接続境界に達し，地形条件が粗いまま得られた外側の大領域での計算結果との差が大きくなるため計算が不安定化する可能性もある．

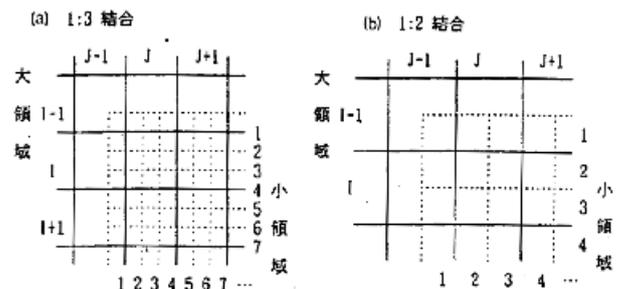


図 2.3-1 空間格子間隔の異なる領域の接続

#### (2) 海域地形

長谷川ら(1987)は，一様水深の一次元水路における波の伝播計算では一波長に含まれる格子点数を少なくとも20とする必要があることから，実地形を対象とした平面問題では主要な計算領域全体に渡り津波の波長の1/20以下を格子間隔として設定することが望ましいとし，格子分割が津波の計算水位に与える影響はき

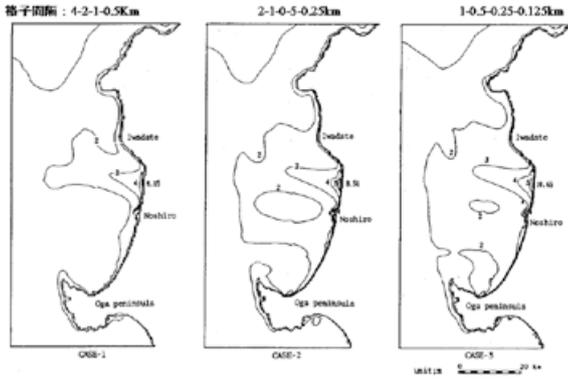


図 2.3-2 格子間隔と最大水位の差 (長谷川ら, 1987)

わめて大きいことを示した(図 2.3-2). また, 1次元水路に単位振幅の正弦波を入射波とした線形長波計算を行い, 空間格子間隔 $\Delta x$ に対する波長 $L$ の比である $L/\Delta x$ ( $\Delta x$ の空間分解能)と, 計算時間間隔 $\Delta t$ の CFL 条件に対する充足度を検討した結果, 空間分解能の影響の方がはるかに大きいことを述べ, 数値散逸を回避するためには波長に対する空間分解能 $L/\Delta x$ を20以上にする必要があることを示した. この検討は津波の伝播距離を波長の10倍程度までで評価しており, より長い伝播を考える場合, さらに細かい空間分解能が必要である. 今村(1989)はこの条件について, 初期水位条件から求められる波長での分解能として設定する必要性を指摘している.

これらの検討をまとめると, 以下のように定式化できる.

C.F.L 条件 (差分スキームの安定条件):

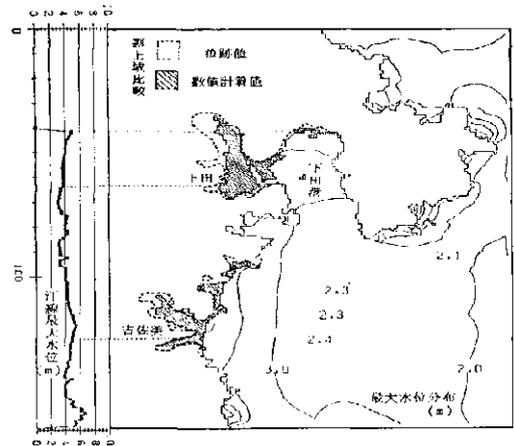
$$\Delta t \leq \Delta x / \sqrt{2gh_{\max}} \quad (2.3-1)$$

長谷川(1987), 今村(1989)による $\Delta x$ の条件:

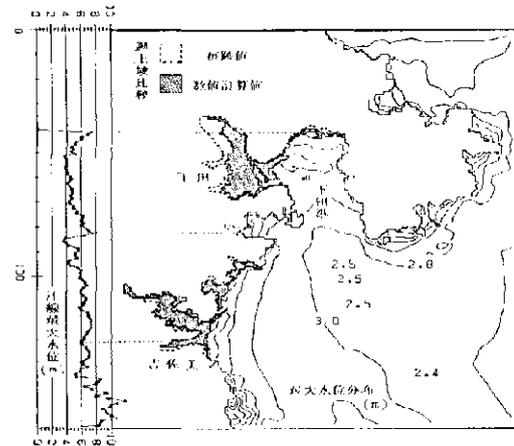
$$L/\Delta x = (T_0 \sqrt{gh}) / \Delta x \geq 20 \quad (2.3-2)$$

ここで,  $g$ は重力加速度,  $h_{\max}$ は最大静水深,  $T_0$ は初期水位での津波周期,  $h$ は静水深である.

佐山ら(1986)は, 屈折の影響の大きい近海計算域において格子間隔を800m, 400m, 100mと変化させた検討を実施し, 格子幅が小さい



(a)  $DX_n=800$  m



(c)  $DX_n=100$  m

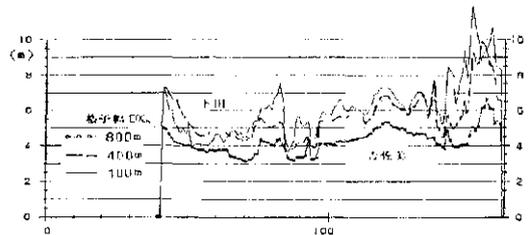


図 2.3-3 最大水位分布及び遡上域の比較 (佐山ら, 1986)

ほど水位が高く細かな変動になることを示している(図 2.3-3).

今村(1989)は深海域ならびに浅海域において, 2次元津波伝播計算を行い, 計算格子間隔の違いによる計算結果の差について検討している. 結果として, 深海域においては5.4km(2.7km, 10.8kmとの比較), 沿岸域(海岸線まで)では0.2km(0.3km, 0.6kmとの比較)での計算が望ましいとしている(図 2.3-4, 図 2.3-5). 同様に, 長谷川ら(1987)は, 秋田県北部域沿岸について1983年日本海中部地震津波の陸域遡上計算について, 空間解像度60mと30mでの比較計

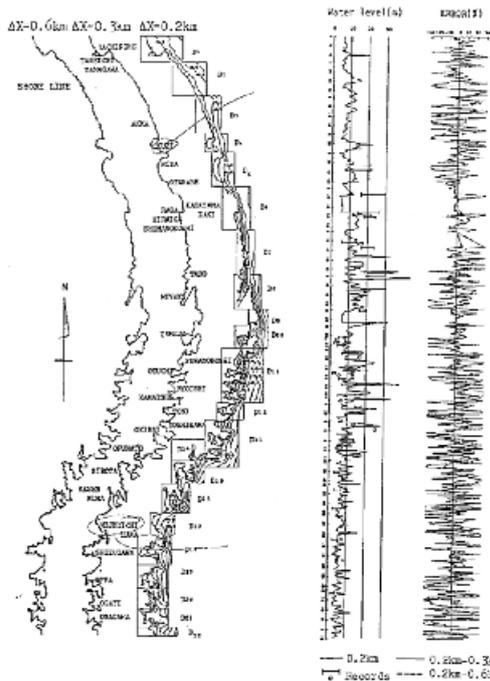


図 2.3-4 浅海域での海岸線近似と計算結果の比較 (今村, 1989)

算を実施しており、その結果、平坦で単調な地域ではこれらの差は少ないものの、地形的に複雑な地域では差異が大きくなることを指摘している。

Goto and Shuto (1983)は、沿岸の遡上計算の空間格子間隔について、以下の指標を示している。

$$\Delta x / \alpha g T^2 \leq 4 \times 10^{-4} \quad (4.1.2.-3)$$

ここで、 $T$  は津波周期、 $\alpha$  は地形勾配である。この条件の場合、周期 20 分の津波で海底勾配

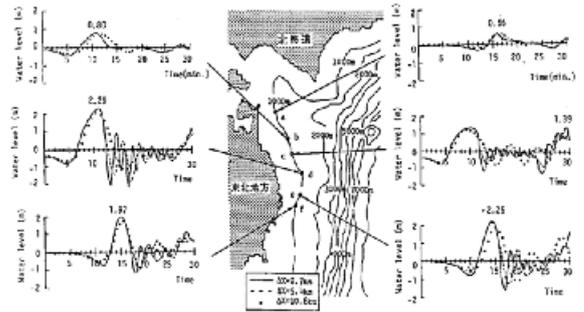


図 2.3-5 深海域での格子間隔の違いによる時間波形の比較 (明治三陸大津波, 今村,1989 による)

が 1/200 の場合、計算格子間隔を 25 m とすることによりこの条件を満足できることになる。

土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2002) (以降、土木学会(2002)と略)では、下田沖の実地形を対象に、伝播過程の海域における空間格子間隔が最大水位上昇量に与える影響を実証的に検討しており、水深 100 m 以深では格子間隔を 800 m としても影響はほとんど見られないが、水深 100 m ~ 50 m では格子間隔を 200 m 以下に、50 m 以浅では、50 m 以下の格子間隔まで細かくすることが必要であるとしている (図 2.3-6)。

なお、海域の地形データソースについて、公的機関等で既に整備公開されている情報を図 2.3-7、図 2.3-8 に示す。

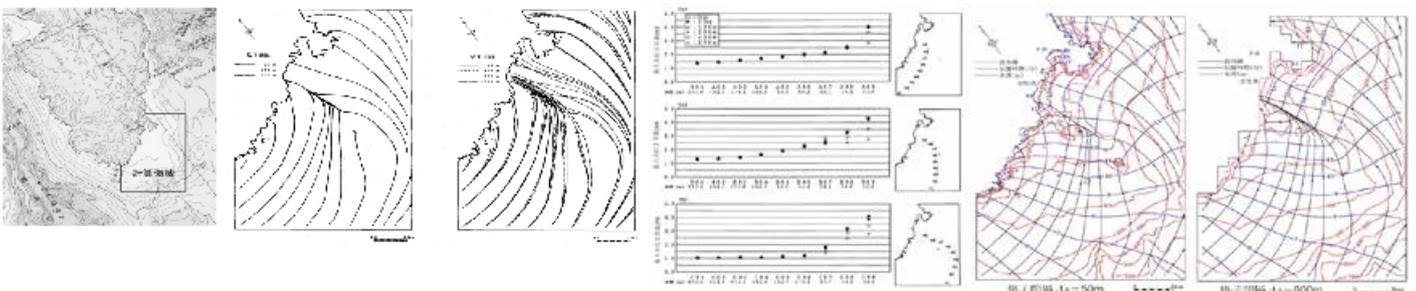


図 2.3-6 浸水深・伝播時間、経路及び最大水位上昇量と格子間隔の関係(土木学会, 2002)

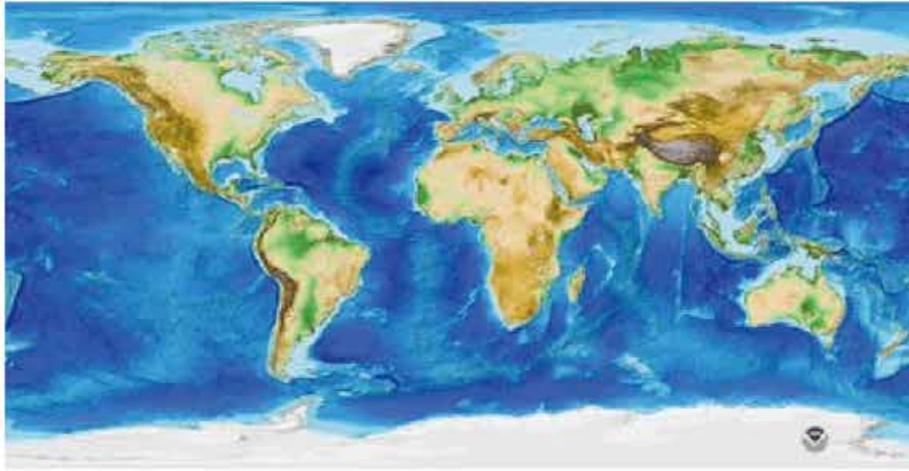
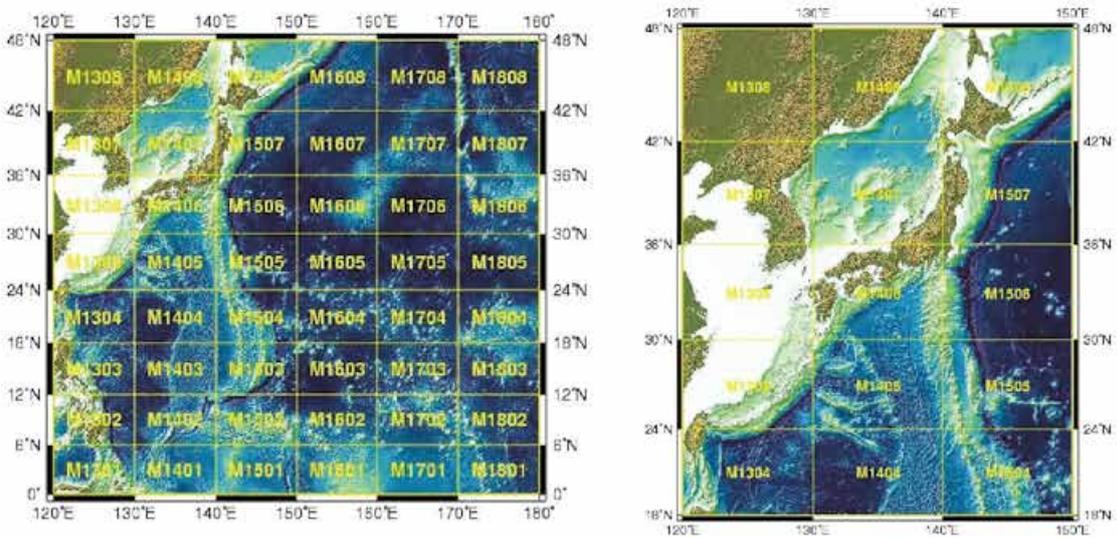
資料名	機関名：Web サイト	概要	適用
ETOP02	米国地球物理学データセンター (National Geophysical Data Center) <a href="http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etop02.html">http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etop02.html</a>	2 分格子の水深データ	外洋部
ETOP01	米国地球物理学データセンター (National Geophysical Data Center) <a href="http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html">http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html</a>	1 分格子の水深データ	外洋部
			
GEBCO	英国海洋センター (British Oceanographic Data Center) <a href="http://www.bodc.ac.uk/">http://www.bodc.ac.uk/</a>	1 分格子のデータ	外洋部
JTOP01	(財)日本水路協会 <a href="http://www.mirc.jha.jp/products/finished/JTOP01/">http://www.mirc.jha.jp/products/finished/JTOP01/</a>	北西太平洋における緯度経度 1 分グリッド	外洋部
JTOP30	(財)日本水路協会 <a href="http://www.mirc.jha.jp/products/finished/JTOP030/">http://www.mirc.jha.jp/products/finished/JTOP030/</a>	日本周辺海域における緯度経度 30 秒グリッド	外洋部
			
<p>(左図) JTOP01：人工衛星(Geosat/ERM, Geosat/GM, ERS, ERS-1/GM, TOPEX/POSEIDON)のデータから 1 分グリッドで推定した水深値を JODC 保有の測量データに基づいて補正したデータ</p> <p>(右図) JTOP30 品質管理済みの測量データや水深データセット、および新規に作成した等深線の数値化データを基に、精度の高いデータを優先して統合編集。日本周辺海域における緯度経度 30 秒グリッドの水深データファイルで、基データが存在しない海域には近傍の水深データから補間した推定値を、陸域には GLOBE の 1km (30 秒) グリッド標高値を採用してデータファイルに収録。</p>			

図 2.3-7 海域に関する地形データソース (外洋部)

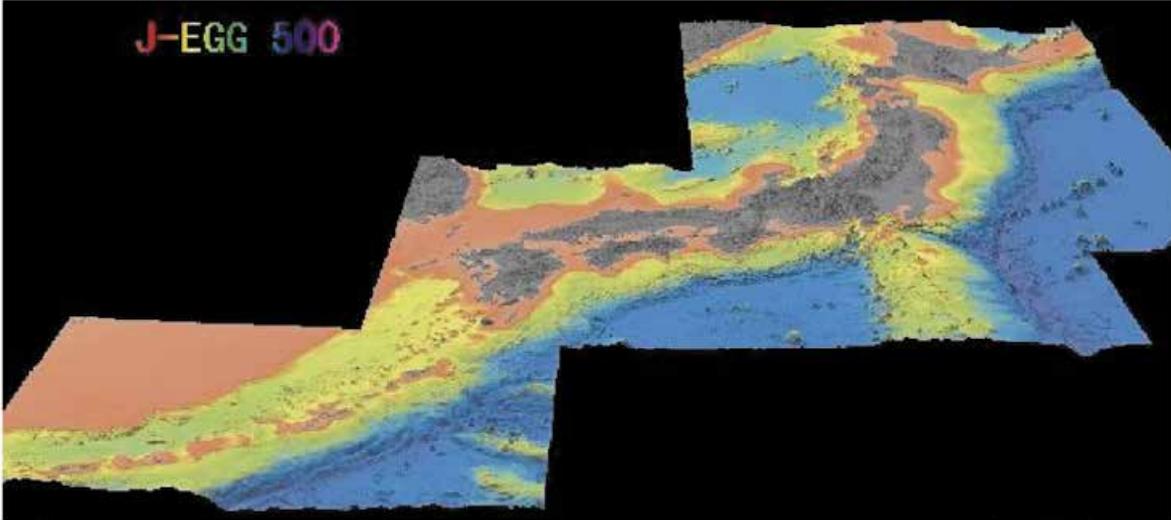
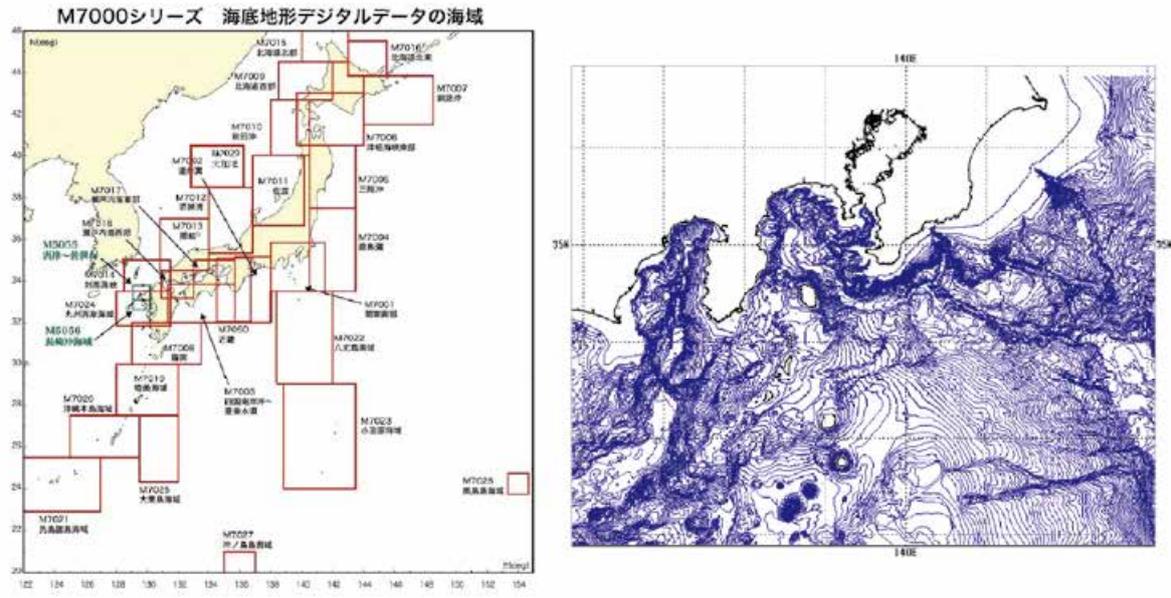
資料名	機関名：Web サイト	概要	適用
J-EGG500	日本海洋データセンター (JODC) <a href="http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_detail.html">http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_detail.html</a>	日本周辺の 500m メッシュ海底地形データ	外洋部 沿岸部
			
<p>海洋情報部をはじめとした各種海洋調査機関によって得られた膨大な量の水深測量データを統合し、等間隔で格子化した水深のデータセット。品質の異なる様々なデータが混在していること及び海域によって水深データに粗密があることから、計測水深が存在する区域についても平滑処理を行い、品質の違いによる段差が出来ないように配慮している。(その反面、小さい起伏が表現できない等の弊害もあり。) また、データ空白域付近や水深変化が激しい区域等(沿岸部や海山付近)では、実測された水深値との差が大きいところがあるため、データを利用する上で留意が必要。</p>			
海底地形デジタルデータ M7000、M5000 シリーズ	(財)日本水路協会 <a href="http://www.jha.or.jp/shop/products/btdd/index.html">http://www.jha.or.jp/shop/products/btdd/index.html</a>	日本沿岸全域にわたって海底地形データが整備。取得水深データで求められる最大限の高密度等深線を収録。	外洋部 沿岸部
			
深浅測量成果 漁港平面図 港湾平面図	海岸管理者、漁港、港湾管理者	極浅海部の詳細水深データ	極浅海部

図 2.3-8 海域に関する地形データソース (沿岸部)

### (3) 陸域地形

陸域における津波の浸水予測計算では、地形データの地形近似精度が重要である。用いた地形データで結果が左右されるため、ハザードマップなどの利用目的に応じた地形データの作成、格子間隔の選定が重要となる。

地方自治体によるハザードマップ作成・活用を支援するため内閣府ほか (2004)では、計算精度に関して、計算格子間隔よりも標高データの精度が重要であることを記述している。特に津波による浸水が予測される地域の陸域標高データは、浸水深の評価のため1mより詳細な精度が必要であり、国土地理院の1/25,000地形図から作成されている50mメッシュ標高データではなく、都市計画図1/2,500を用いてデータを作成し、計算格子間隔は12.5mを基本とすることを示している(図2.3-9)。50mメッシュ標高データは、全国で整備・公開されている地形データであるが、津波による浸水が懸念される沿岸部におけるデータ精度が低く、標高値に数mオーダーの誤差を含む場合もある。一方で、全ての沿岸地域を12.5m格子間隔で計算することは多くの時間・経費を必要とする。よって、津波計算の対象範囲が国・県等という広域であり、かつ概略的な浸水範囲を把握することが目的であるのものについては、検討対象の範囲に応じて50~100m等の格子間隔を設定し、浸水域を把握するものと記されている。

都市計画図1/2,500を利用した検討例として、劉ほか(2001)は、5.5m格子と50m格子による数値解析による比較検討を実施している。構

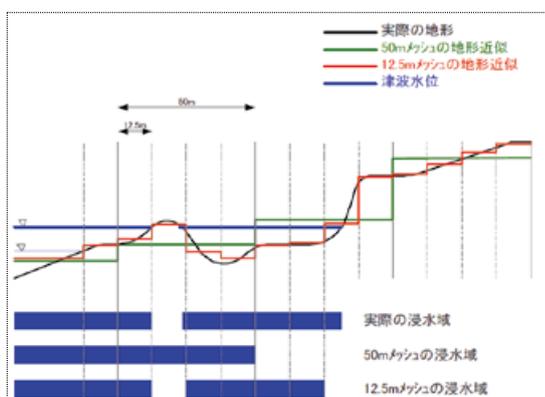
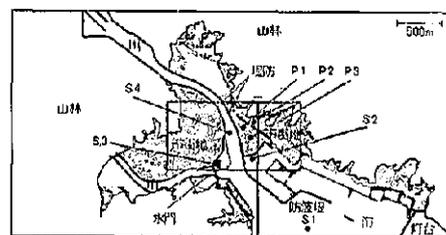
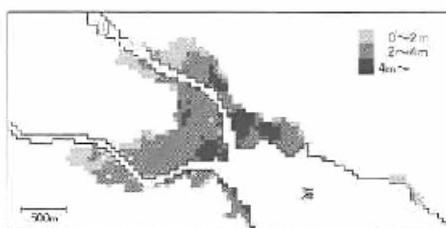


図 2.3-9 標高が浸水深に与える影響模式図 (内閣府ほか, 2004)

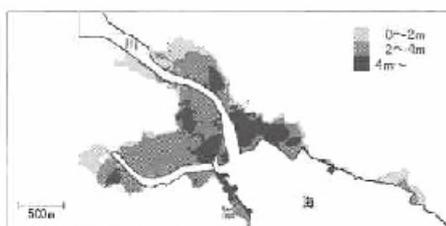
造物等の影響が少ない場合であれば粗い格子間隔で津波遡上を予測解析できるが、市街地氾濫流の流況を詳細に調べるため場合には格子間隔を細分化して家屋などの土地利用の影響



(a) 50m 格子の場合



(b) 5.5m 格子の場合



(a) 50m 格子の場合



(b) 5.5m 格子の場合

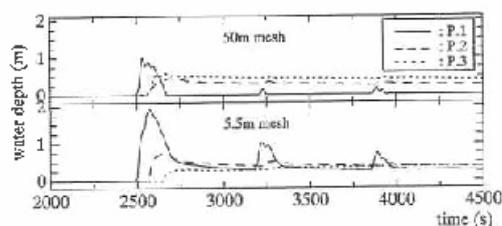


図 2.3-10 津波最大浸水範囲と最大浸水深の比較 (劉ほか, 2001)

表 2.3-1 空間格子間隔と地物表現の再現程度

メッシュ	建物	道路	浸水シミュレーションの用途
1m	低層建物も一戸単位での再現可能	街区内の幅4m道路	住民個々の避難シミュレーション
2.5m	中高層建物の再現可能であるが、低層建物の一戸単位での再現は不可能	街区を区切る幅4m～6m道路	街区単位での避難シミュレーション。構造物への影響評価
5m	中高層建物の再現可能であるが、街区内の低層建物は再現できない。	街区を区切る幅6m以上の道路	市町村単位での防災計画(街区を基本にした被害想定が可能)
10m	高層建物の再現は可能	街区をつなぐ幅15m～の道路	県単位での防災計画(メッシュを基本にした被害想定が可能)
25m	建物の表現は不可	幅20m～以上の道路	被害予測
50m	建物の表現は不可	道路の再現は不可	おおまかな被害予測

を考慮した数値解析を行うことが有効であると示している(図 2.3-10)。

近年では、国土地理院や国土交通省等は航空レーザスキャナ測量(図 2.3-11)による精密地盤高計測を用いた5mメッシュの数値標高モデルを整備し、成果が公表されている。航空レーザスキャナ測量では、固定翼や回転翼などの航

空機に搭載したレーザスキャナから地上に向けてレーザパルスを連続的に照射し、反射光を捕捉してその往復時間から距離を測定する。レーザスキャナにより得られたデータから、雲・空気中の塵・ビル等による乱反射等に起因するノイズを除去したもので、樹木や建物・構造物等の地物の地表における高さを計測したデー

表 2.3-2 メッシュデータの収集手法の検討

	メッシュサイズ	データ名	備考
伝播計算	500m	J-DOSS	日本海洋データセンター(JODC)のオンラインサービス座標系はWGS84で提供されている。
	250m	大陸棚の海の基本図	大陸棚の海の基本図(海上保安庁)は縮尺が1:1000000～1:200000で整備されている。各基本図より250mメッシュが作成可能
	125m	大陸棚の海の基本図	大陸棚の海の基本図(海上保安庁)は縮尺が1:1000000～1:200000で整備されている。
	50m	沿岸の海の基本図	沿岸の海の基本図(海上保安庁)は縮尺が1:10000～1:50000で整備されている。1:50000の基本図より50mメッシュが作成可能。
河川遡上浸水計算	25m	沿岸の海の基本図	1:25000～1:10000の沿岸の海の基本図(海上保安庁)より25mメッシュが作成可能
	10m	深淺測量結果	特に河口付近で必要な場合には、ナローマルチビーム等を利用した面的な深淺測量結果を利用することも可能
	50m	数値地図50m	国土地理院より1/25000地形図をベースに作製されている。
	25m	1/25000地形図	1/25000地形図より、25mメッシュが作成可能である。
	10m	数値地図10m	国土地理院より1/10000及び1/5000をベースに作成されている。主に火山地域で作成されている。
浸水計算	5m	数値地図5m	国土地理院により航空レーザスキャナ測量による精密地盤高計測により求めた数値標高モデル。現在、関東と中部の一部エリアが公開されている。
	2.5m	国土基本図 都市計画図など	1/2500～1/5000の大縮尺の実測図、たいていの市町村の都市計画区域内で整備されている。
	2.5m以下		特に浸水計算で必要な場合には、航空レーザスキャナ測量等を利用した面的な測量結果を利用することも可能

タを DSM (Digital Surface Model) と呼ぶ。それに対して、DEM (Digital Elevation Model) は、DSM からさらに地物の表層面をフィルタリングにより除去し、地表面の高さのみのデータを用いる (図 2.3-12 参照)。なお、計測された点群データの精度は、計測時の航空機の高度や調整用基準点の状況により異なるが、水平方向に±30 cm、鉛直方向に±15 cm 程度の誤差となる。

目下部ほか (2006) は、航空レーザスキャナ測量データを用いた空間格子間隔の違いによる地形再現状況や使用用途、データの収集手法について検討結果をまとめている (表 2.3-1、表 2.3-2)。

同様に、村嶋ほか (2006, 2007) は、航空レーザスキャナの津波遡上解析への適応性および地形モデルの空間格子間隔の影響について検討しており、空間格子間隔による浸水範囲の比較結果を示している。彼らによれば、格子間隔を小さくするにつれて、浸水面積も小さくなる傾向があり、防潮堤背後の市街地における最大浸水深 2 m 以上のエリアの浸水範囲全体に占める割合が 30% (40 m 格子) から 4% (5 m 格子) に大きく減少する。これは、大きな格子間隔では津波遡上を阻害する地形の凹凸が少ないのに対し、詳細な地形モデルは、地形の凹凸を

より正確に再現しており、氾濫水が窪地に早めに集積することなどによるためとしている。レーザデータを用いた 5~10 m 間隔程度の地形モデルを用いた津波数値解析は、市街地の起伏、堤防、盛土の効果表現でき、浸水範囲の予測や堤防等の効果検証において有効であることを示している (図 2.3-13)。また、詳細な地形モデルを用いることにより、津波氾濫水の挙動を考慮した面的な防護方法の効果検証が可能であり、対象地の状況に応じて適切な格子間隔を用いた検討が必要であることを示している (図 2.3-14)。

国土交通省・国土技術政策総合研究所 (2012) は、津波による浸水想定を行うにあたって陸域における地形データを作成する際には航空レーザスキャナ測量の成果等を活用することを

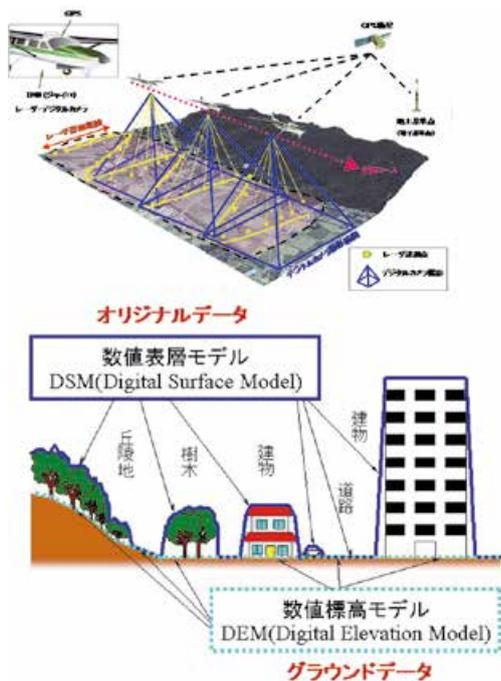


図 2.3-11 航空レーザスキャナ測量のイメージ

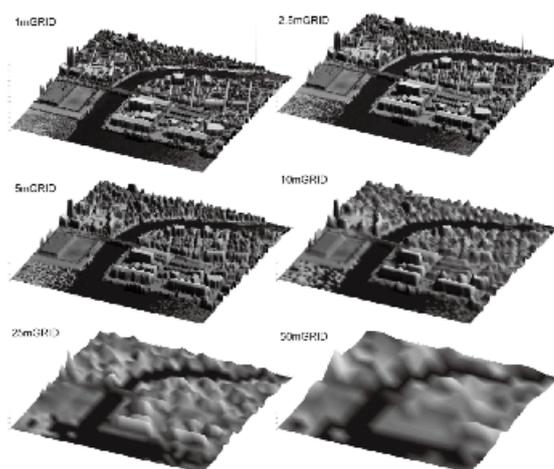


図 2.3-12(a) 空間格子間隔毎の地形表現 (DSM)

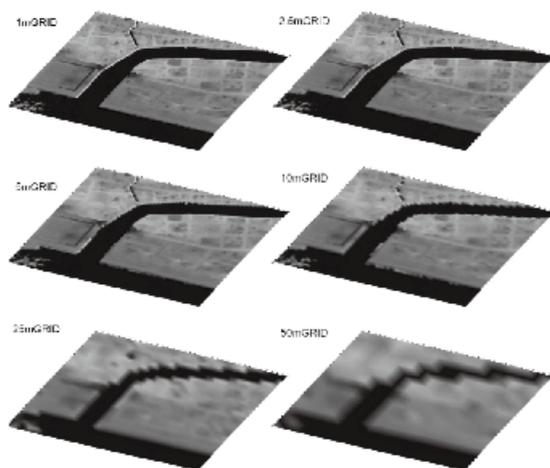


図 2.3-12(b) 空間格子間隔毎の地形表現 (DEM)

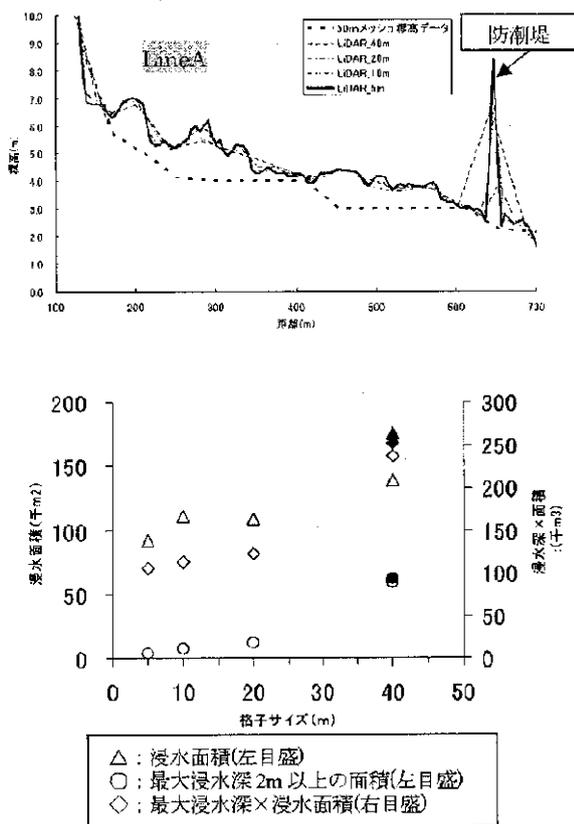


図 2.3-13 断面図及び空間格子間隔による浸水面積比較。(村嶋ほか, 2006)

基本とし、最小計算格子間隔は 10 m 程度より小さくするとしている。

表 2.3-3 には、津波浸水想定に関わる津波数値解析の手引き・マニュアル類において推奨している地形モデルの空間格子間隔および地形

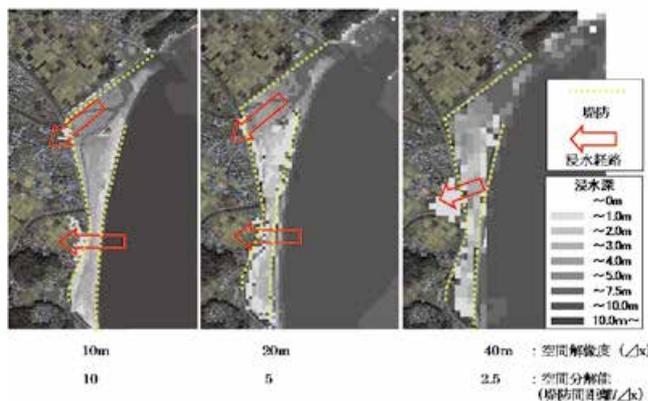


図 2.3-14 空間格子間隔による堤防配置効果の違い(村嶋ほか, 2007)

データソースについてまとめた。なお、データソースに関しては、それぞれの作成時における入手可能な地形データから設定されているのが現状である。

陸域の地形データソースについて、公的機関等で既に整備・公開されているものを図 2.3-15 に示す。

表 2.3-3 津波数値解析に関するマニュアルにおける地形モデルに関する記述

マニュアル (発行年)	土木学会 原子力土木委員会津波評価部会「原子力発電所の津波評価技術」(2002)	内閣府等「津波・高潮ハザードマップマニュアル」(2004)	(財)国土技術研究センター「津波の河川溯上解析の手引き(案)」(2007)	国土交通省「津波浸水想定の設定の手引き Ver.1.20」(2012)
空間格子間隔	$\Delta x / \alpha g T^2 < 7 \times 10^{-1}$	12.5m	波長の 1/100 河道の横断方向を 5 分割以上	$\Delta x / \alpha g T^2 \leq 7 \times 10^{-4}$ マンニングの粗度係数 $n = 0.03$ の場合 または 10m以下
地形データソース	・数値地図 (精度は十分でないことに留意)	・地形図等高線・標高値 (1:2,500 地形図など) ・数値地図 (50m格子) ・航空写真測量	河川のソリトン分裂波再現では 2m 格子で計算  河川縦横断測量結果 (河川内)	・LIDAR (航空レーザー測量)

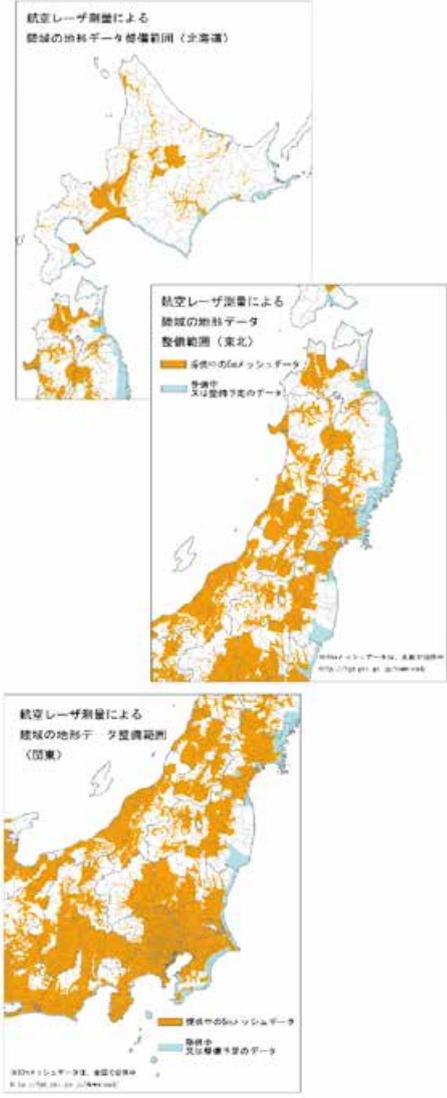
資料名	機関名 : Web サイト	概要	適用
数値地図 50mメッシュ標高	国土地理院 <a href="http://www.gsi.go.jp/geoinfo/dmap/dem50m-index.html">http://www.gsi.go.jp/geoinfo/dmap/dem50m-index.html</a>	1/25000 地形図に描かれている等高線を計測してベクトルデータを作成し、それから計算によって求めた数値標高モデル	汀線付近の低平地の標高の再現性に留意する 必要あり
基盤地図情報 (数値標高モデル) 5m レーザ測量	国土地理院 <a href="http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html">http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html</a>	データ精度は、 ±30cm 以下	
基盤地図情報 (数値標高モデル) 5m 写真測量		データ精度は ±数+ cm~1m 程度	
基盤地図情報 (数値標高モデル) 10m		1/25000 地形図の等高線に基づくデータであり、場所により数 m の誤差あり。	
1/2500 地形図 (国土基本図)	地方自治体 等高線や個々の単点標高情報	1m ごとの等高線が記載、標高値の掲載密度が高い。	

図 2.3-15 陸域に関する地形データソース (沿岸部)

(4) データ補間方法

収集した水深・標高データは、それぞれデータの収集と整理の手法や利用目的の違いもあり、必ずしも整合的ではないことがある。津波の数値計算のための地形モデルとするうえで、これらのデータを統合・補間して規則的なメッシュデータを作成する必要がある。地形データの補間には、二次元である上に海岸線などの複雑な形状を有しているため、高度な補間技術が必要となる。特に、海域と陸域の境界である汀線の形状は補間が難しく、注意を要する。

高橋(2002)は、地形条件に対する補間法の整理を行い、仮想地形に対して各補間法を実際に適用し、地形条件の再現性について比較している(表 2.3-4, 図 2.3-16)。

表 2.3-4 の各補間法から再現された地形を図 2.3-17 に示す。陸を含む地形の場合は、スプライン補間が最もよく仮想地形を再現しており、続いてクリギング法、Natural Neighbors 補間法が比較的良い結果となり、島を含む地形の場合では、スプライン補間が最も元地形を再現しており、続いて逆距離加重法、Natural Neighbors 補間法が比較的良い結果を示している。クリギング法では、島情報が抜け落ちてほとんど海域になっている。また、Natural Neighbors 補間法はアルゴリズム上の制約から境界付近での補間が行えないため、補間領域を計算対象領域より広く設定する必要がある。

また、補間法・メッシュデータの作成方法として、中央防災会議(2003, 2012)の手法は、収集データから TIN (Triangulated Irregular Network; 三角形不規則網) を作成し、線形補間により各格子に対して格子中心の標高を与え

る方法を用いている。村嶋ら(2006)も同様に TIN を作成し、三角形平面から内挿して格子中心の値を求める手法を用いている。図 2.3-18 に TIN とそこから生成されたメッシュデータ、図 2.3-19 に TIN によるメッシュデータ作成の概念図を示す。

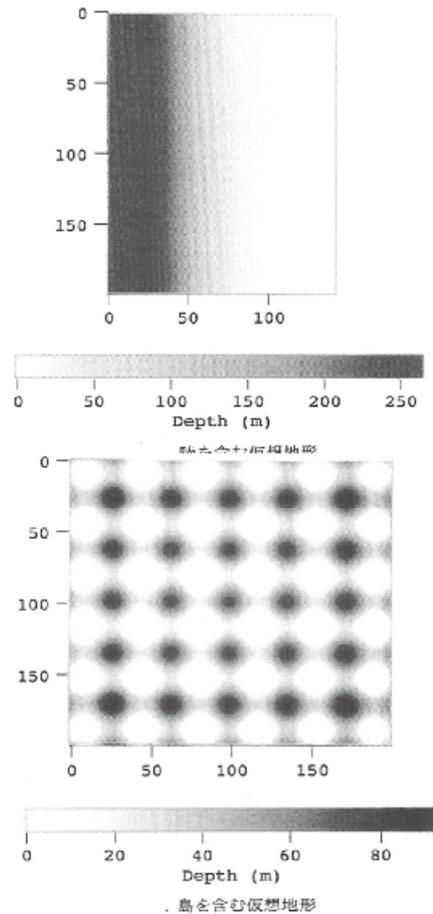


図 2.3-16 補間法比較に用いた仮想地形(高橋, 2002)

表 2.3-4 補間法の分類(高橋, 2002)

補間法	入力点の考慮範囲	入力点の精度	入力点の任意性	計算負荷
スプライン補間法	Local	Exact	Deterministic	中
クリギング法	Local	Exact	Stochastic	考慮範囲に依存
逆距離加重法 (IDW)	Local	Exact	Deterministic	小
Natural Neighbors 補間法	Local	Exact	Deterministic	小
トレンド・サーフェース解析法	Global	Approximate	Stochastic	次数に依存
最近隣法	Local	Exact	Deterministic	小

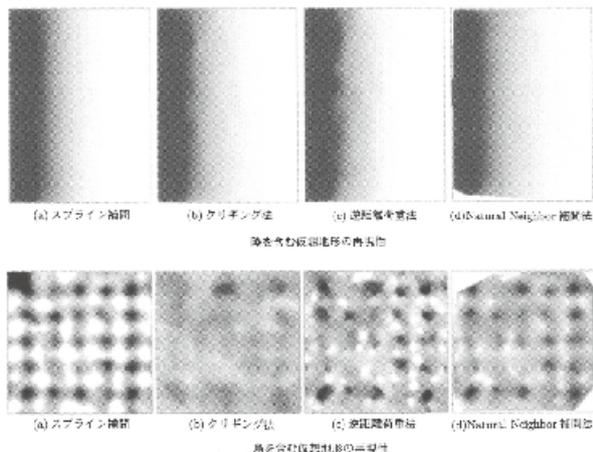


図 2.3-17 補間法による仮想地形の再現性比較 (高橋, 2002)

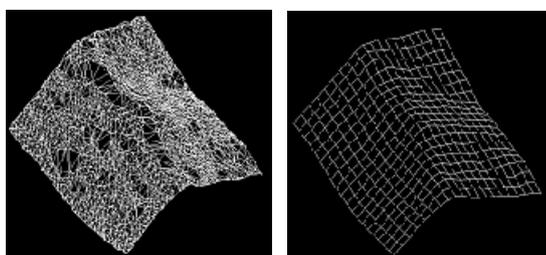


図 2.3-18 TIN(左)とメッシュデータ(右)

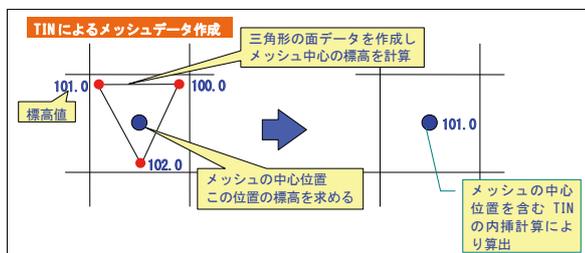


図 2.3-19 TIN の概念図

### (5) 粗度データ

津波が伝播し浅海域や陸域に進入すると、海底や遡上域の底面摩擦による抵抗が無視できなくなる(今村ら, 1986, 図 2.3-20). そのため、浅海域や陸域で使用される浅水理論(非線形長波理論)や非線形分散波理論による解析モデルでは、海底摩擦項を考慮しなければならない。

田中ら(1998)は波動境界層の摩擦係数に関して検討を行い、周期が長く水深が浅い場合、海底摩擦係数は水深によってきまり、定常流に類似した性質を示すことを明らかにしている。通常、津波計算における海底摩擦項には、定常流

の抵抗則が用いられ、海底摩擦項の表現としては、以下に示す Manning 則をもとにした抵抗項を用いることが一般的である。

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.3-4)$$

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.3-5)$$

ここで、 $n$  は Manning の粗度係数、 $D$  は全水深、 $M \cdot N$  は  $x, y$  方向の流量フラックス、 $g$  は重力加速度を表す。海域での粗度係数の考え方としては  $n=0.025$  程度の値を用いることが多い(首藤ほか, 2007)。

正村ほか(2000)は、実用的な摩擦係数として、Manning 則を使う時に海底勾配や水深、周期の影響も受けず、底質の等価砂粒粗度  $K_s$  のみから粗度係数  $n$  を決定する関係式を提案している。この式から、 $K_s=2\text{cm}$  の場合、 $n=0.025$  となる。

$$n = \frac{0.15K_s}{\sqrt{g}} \quad (2.3-6)$$

一方、陸域での抵抗・粗度係数の考え方としては、土地利用状況を考慮し用途に応じた粗度係数の設定が必要である。これまで津波・洪水の数値計算における粗度係数は経験的に与えられており、その妥当性を与える基準に課題が残されていた。河川洪水氾濫においては、水理模型実験から密集市街地における粗度係数を直接推定した福岡ほか(1994)の結果があり、津波氾濫計算においては、経験的に用いられている相田(1977)の係数や、基礎的な水理実験の研究例として Goto & Shuto(1983)の結果がある。これらの過去の研究結果を踏まえ、小谷ら(1998)は土地利用を6種類に分類し、それぞれ対応する粗度係数を設定・提案している(表 2.3-5)。

内閣府ほか(2004)においても、遡上計算時の土地利用状況に応じた粗度係数を考慮することを記述しており、小谷らの方法は中央防災会議(2012)(表 2.3-6)や国土交通省・国土技術政策総合研究所(2012)等で用いられている手法である。

粗度係数の設定にあたっては、土地利用に関

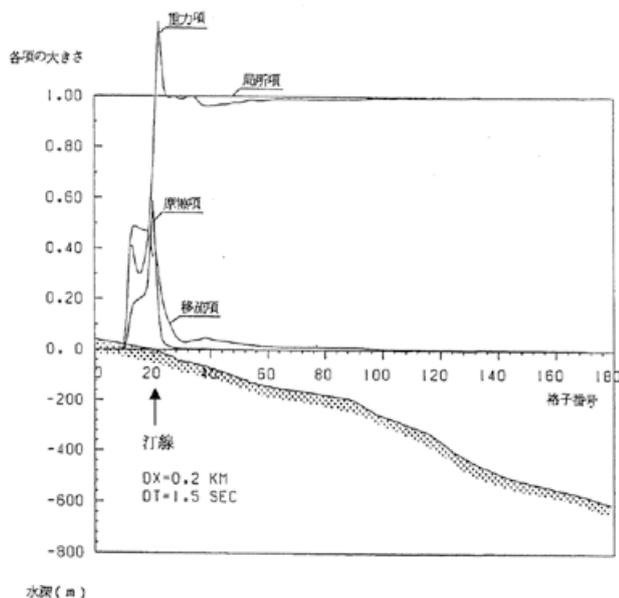


図 2.3-20 浅水理論式における各項の大きさの比較 (今村ほか, 1986)

する基礎データとして、国土数値情報は全国で整備されており、これによることが多い。ただし、このうち細かなメッシュ単位で土地利用をデータ化した細密数値情報は首都圏等の一部の地域のみ整備されているのが現状である(表 2.3-7)。

家屋による津波の挙動への影響を考慮した津波遡上計算手法としては、小谷ほか(1998)の方法のように家屋を抵抗要素として扱う抵抗モデルと、高い地盤として扱う地形モデルがある(図 2.3-21)。地形モデルにおいては、正方形格子で複雑な土地利用状況を近似することは難しく、数 m 程度の細かい格子間隔が必要となる。

油屋・今村(2002)は、非定常性を考慮した津波に対する家屋の抵抗を合成等価粗度を用いてモデル化し津波遡上計算に取り入れ、浸水深や遡上距離がどの程度変化するかを空間格子間隔に着目し、従来手法と比較検討をしている。モデル居住区の遡上計算における、合成等価粗度モデルでは、格子間隔が 50 m (家屋スケールの 5 倍程度) よりも小さい場合に最大浸水深と最大遡上距離の精度が向上し、それよりも大きな格子間隔では従来モデルを用いたほうが良いと示している。また、家屋と樹木の抵抗を合成等価粗度により評価した計算結果で

は、従来の一定粗度を用いた計算結果と比較すると遡上域が大きく減少すると報告している(図 2.3-22, 図 2.3-23)。

表 2.3-5 Manning の粗度係数の比較と小谷ほか(1998)による係数

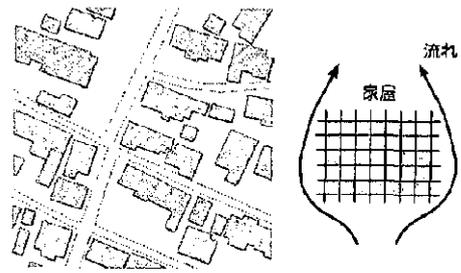
福岡ら(1994)		相田(1977)		駿藤&首藤(1983)		本研究	
区分	推定粗度	区分	等価係数	区分	推定係数	区分	設定粗度
80% $\geq$	0.1			高密度	0.11		
50~80%	0.096	密集地域	0.07			高密度居住区	0.080
20~50%	0.084	やや密度の高い地域	0.05	中密度	0.05	中密度居住区	0.050
0~20%	0.056			低密度	0.03	低密度居住区	0.040
道路	0.043	その他空地	0.02			森林域(果樹園・防潮林含む)	0.030
						田畑域(荒れ地含む)	0.020
		河筋付近(防潮林含む)	0.04			海堤・河川域(防潮林含む)	0.025

表 2.3-6 土地利用に基づく粗度係数の設定値(中央防災会議, 2012)

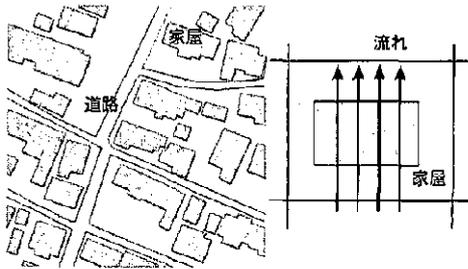
データ名	国土数値情報(土地利用)	細密数値情報
縮尺	100mメッシュ	10mメッシュ
住宅地	建物用地	一般低層住宅地 密集低層住宅地 中高層住宅地 商業・業務用地
		粗度係数 0.040~0.080
工場地等	工業用地 その他の公共公益施設用地	粗度係数 0.040
		粗度係数 0.040
農地	田 その他農用地	田 畑・その他の農地
		粗度係数 0.020
林地	森林	山林・荒地等
		粗度係数 0.030
水域	河川地及び湖沼 海浜 海水域	河川・湖沼等 海
		粗度係数 0.025
その他(空地、緑地)	荒地、その他の用地(空地等)、幹線交通用地、ゴルフ場	公園・緑地等、造成中地、道路用地、空地、その他
		粗度係数 0.025

表 2.3-7 土地利用に関する基礎データソース

対象範囲	データ名	作成・整備機関
全国	国土数値情報(土地利用)	国土交通省
三大都市圏	細密数値情報(10mメッシュ土地利用)	国土地理院
-	都府県提供メッシュデータ	各都府県



(a) 地形モデル



(b) 抵抗モデル

図 2.3-21 地形モデルと抵抗モデルの概念図

計算方法	粗度係数 $n$	
	居住区域	その他
(a) 合成等価粗度モデル	$n = \sqrt{n_0^2 + \frac{C_D}{2gh} \times \frac{\theta}{100 - \theta} \times D^{1/3}}$	0.025
(b) 一定粗度モデル (小谷ら, 1998)	0.06	0.025
(c) 一様粗度モデル	0.025	

図 2.3-22 計算条件比較(油屋・今村, 2002)

(a) Case-1 (津波規模・大, 居住区規模・小)

格子幅 (m)	合成等価粗度		一定粗度(小谷ら)		一様粗度	
	最大 浸水深	最大 遡上距離	最大 浸水深	最大 遡上距離	最大 浸水深	最大 遡上距離
5	○	○	○	△	○	△
10	○	○	○	△	○	△
20	○	○	○	△	○	△
50	○	○	○	△	○	△
100	○	×	○	○	○	△
200	×	×	○	○	○	○

(b) Case-2 (津波規模・大, 居住区規模・大)

格子幅 (m)	合成等価粗度		一定粗度(小谷ら)		一様粗度	
	最大 浸水深	最大 遡上距離	最大 浸水深	最大 遡上距離	最大 浸水深	最大 遡上距離
5	○	○	△	×	△	×
10	○	○	△	×	△	×
20	○	○	△	×	△	×
50	○	○	○	×	△	×
100	×	×	○	△	△	×
200	×	×	○	△	△	×

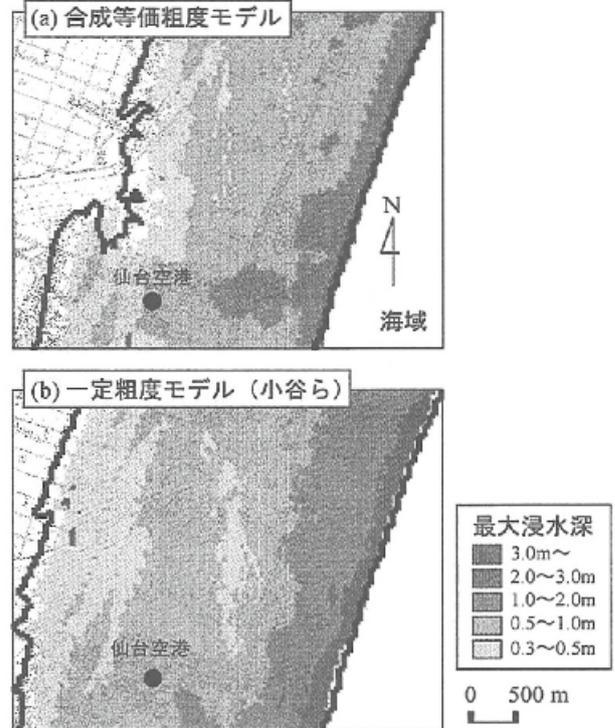


図 2.3-23 最大浸水深分布比較(油屋・今村, 2002)

(6) 構造物データ

津波の遡上・浸水について検討する際には、大規模な人工構造物の影響を無視できない。国土交通省・国土技術政策総合研究所(2012)では、津波の伝播過程や遡上過程にあつて地盤高より高い線的構造物(海岸堤防、港湾・漁港施設、河川堤防、道路や鉄道盛土等)について、計算格子間隔より幅が広いものは地形データとして表現し、計算格子間隔より幅が狭いものは、格子辺上にて越流条件を考慮することを基本とすると示されている(図2.3-24)。

国土交通省(2005)では、平均地盤高から比高が50cm以上のものは、モデル化する必要があると示している。具体的には堤防、二線堤、鉄道、主要な道路やその他の盛土等である。

構造物条件設定の考え方としては、内閣府ほか(2004)では、水門・陸こう等の防災施設の機能状況(閉鎖・開放)について、安全側を考慮することを基本とし、作成目的、対象津波や地域特性に応じ、実態に合わせて設定することとしている。安全側とは、津波到達時間が短いため閉鎖が困難な場合や地震動による変形で閉鎖不可な場合を想定し、構造物が機能上では開放状態であるとして取り扱うことを意味する。ただし、水門・陸こう等について、耐震性を有し自動化された施設、常時閉鎖の施設、耐震性を有し津波到達時間より早く閉鎖できると考えられる施設についてはその限りではない。

また、構造物の被災条件の考え方としては、東北地方太平洋沖地震による津波で見られたような海岸堤防や河川堤防等の破壊事例を踏まえ、最大クラス津波に対して、津波が越流し始めた時点で「破壊する」とし、破壊後の形状は、「構造物なし」と想定して設定することを基本とすると国土交通省・国土技術政策総合研究所(2012)に示されている。

防波堤や堤防等の越流境界条件の取り扱いとして、後藤・佐藤(1993)は、水位がその天端高を越えた場合には、以下の本間公式を用いて単位幅当りの越流量Qを計算している。

$$Q = 0.35H_1\sqrt{2gH_1} \quad H_2 \leq \frac{2}{3}H_1 \quad (2.3-7)$$

$$Q = 0.91H_1\sqrt{2g(H_1 - H_2)} \quad H_2 > \frac{2}{3}H_1 \quad (2.3-8)$$

ここに、 $H_1$ 、 $H_2$ は、図2.3-25に示すように天端高を基準とした堤前後の水深で、 $H_1 \geq H_2$ とする。

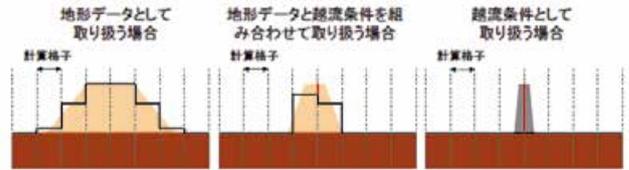


図2.3-24 津波浸水シミュレーションにおける構造物の取り扱いの例(国土交通省・国土技術政策総合研究所(2012)「津波浸水想定設定の手引き」による)。

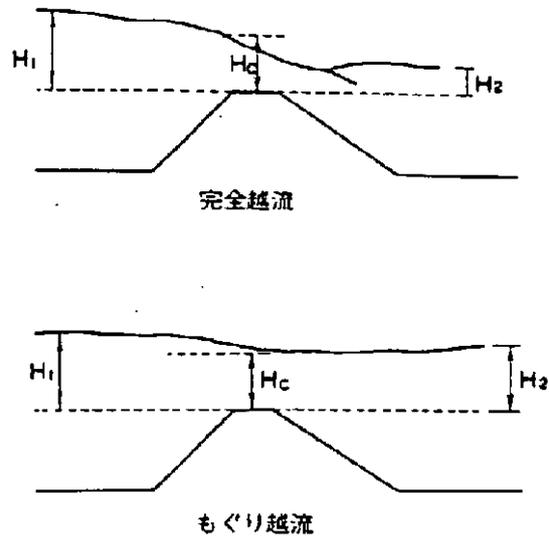


図2.3-25 防波堤からの越流に関する模式図(後藤ほか1993)。

2.3.2 シミュレーション手法

津波シミュレーションを行うにあたり、考慮すべき現象や計算資源等の条件の下で、適切な理論、解析手法を選定することが必要となる。本項では、既往研究で多く用いられてきた津波伝播シミュレーション手法について概観する。各手法の詳細については参考文献を参照されたい。

(1) 基礎方程式

津波による波動現象は、一般的には長波理論の仮定のもとで定式化されている。長波理論とは、波長に対する水深の比が小さく、重力加速度に比べ水粒子の鉛直加速度が小さい場合に

適用される水面波の理論の総称である．長波理論の中でも適用性に依じて様々な理論展開が行われており，以下の4つの理論が多く用いられている．

- ・線形長波理論
- ・線形分散波理論
- ・非線形長波理論
- ・非線形分散波理論

ただし，近年では津波波力評価など波先端の詳細検討が必要とされる分野において，長波理論の仮定を導入せず，Navier-Stokes 方程式をVOF 法や粒子法によって直接解くことも行われている．また，静水圧の仮定を導入し，Navier-Stokes 方程式を差分法で解くことによって，三次元津波解析を実施する試みも行われている (Furumura and Saito, 2009)．

ここから前述した4つの長波理論について，各理論における支配方程式は非回転・非圧縮性流体の支配方程式から導出することができる．簡単のため，二次元 XZ 平面における Euler の運動方程式を出発点とした場合，以下の2点の仮定によって4つの長波理論の支配方程式が求められる．

- ・波高水深比  $\varepsilon$ ，相対水深  $\sigma$  の値
- ・Euler の運動方程式に対して近似度

波高水深比  $\varepsilon$  (津波水位変動量/静水深) は波の非線形性の強さ，相対水深  $\sigma$  (静水深/津波波長) は波の分散性の強さの目安とされている．以下に各理論の支配方程式の導出手順を示す．連続の式，Euler の運動方程式は以下の通りである．

$$\text{grad} \mathbf{v} = 0, \quad \frac{D\mathbf{v}}{Dt} = \frac{1}{\rho} \text{grad} p \quad (2.3-9)$$

$\mathbf{v}$  : 流速ベクトル， $\rho$  : 単位体積質量， $p$  : 圧力

また，非回転の条件式 (渦なし流れ)，水表面，及び水底の条件は次式で表せる．

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial w}{\partial x} \quad (2.3-10)$$

$$p = 0 \text{ on } z = \eta \quad (2.3-11)$$

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \text{ on } z = \eta \quad (2.3-12)$$

$$w = -u \frac{\partial h}{\partial x} \text{ on } z = -h \quad (2.3-13)$$

ここで， $\eta$  : 水位変動， $h$  : 静水深， $u, w$  : x, z 方向の流速， $p$  : 圧力．

次に無次元化を考える．左辺側の小文字変数は有次元量，右辺側の大文字変数は無次元量を表す．

$$x = l_0 X, \quad z = h_0 Z, \quad t = \frac{l_0}{c_0} T$$

$$u = c_0 \frac{\eta_0}{h_0} U, \quad w = c_0 \frac{\eta_0}{l_0} W, \quad p = \rho g h_0 P \quad (2.3-14)$$

$$\eta = \eta_0 N, \quad h = h_0 H, \quad c_0 = \sqrt{g h_0}$$

$l_0$  : 水平方向特性長 (波長)，

$h_0$  : 鉛直方向特性長 (水深)

$\eta_0$  : 波の運動の大きさを表す特性 (津波水位)

$c_0$  : 波の伝播速度を表す特性 (波速)

ここで，無次元パラメータとして波高水深比  $\eta_0/h_0$  を  $\varepsilon$ ，相対水深  $(h_0/l_0)^2$  を  $\sigma$  と表す．アーセル数は  $Ur = \varepsilon/\sigma$  となる．これらの関係を用いて無次元化すると連続の式，運動方程式は次式のようにになる．

$$\varepsilon \frac{\partial U}{\partial X} + \varepsilon \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \quad (2.3-15)$$

$$\varepsilon \frac{\partial U}{\partial T} + \varepsilon^2 U \frac{\partial U}{\partial X} + \varepsilon^2 W \frac{\partial U}{\partial Z} + \frac{\partial P}{\partial X} = 0 \quad (2.3-16)$$

$$\sigma \left[ \varepsilon \frac{\partial W}{\partial T} + \varepsilon^2 U \frac{\partial W}{\partial X} + \varepsilon^2 W \frac{\partial W}{\partial Z} \right] + 1 + \frac{\partial P}{\partial Z} = 0 \quad (2.3-17)$$

また，非回転の条件，水表面，水底の条件は次式のようにになる．

$$\varepsilon \frac{\partial U}{\partial Z} = \sigma \left[ \varepsilon \frac{\partial W}{\partial X} \right] \quad (2.3-18)$$

$$P = 0 \quad \text{on} \quad Z = \varepsilon N \quad (2.3-19)$$

$$\varepsilon \frac{\partial N}{\partial T} + \varepsilon^2 U \frac{\partial N}{\partial X} = \varepsilon W \quad \text{on} \quad Z = \varepsilon N \quad (2.3-20)$$

$$\varepsilon U \frac{\partial H}{\partial X} + \varepsilon W = 0 \quad \text{on} \quad Z = -H \quad (2.3-21)$$

後藤(1984)の方法にしたがって Peregrine(1967)の式を誘導する.  $\varepsilon \sim \sigma \ll 1$ と仮定する. 連続の式(2.3-15), 運動方程式(2.3-16), (2.3-17)を鉛直方向に積分する. 連続の式(2.3-15)に水表面連続の条件(2.3-20), 水底の条件(2.3-21)を適用すると次式のように表せる.

$$\varepsilon \frac{\partial N}{\partial T} + \varepsilon \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^{\varepsilon N} U dZ = 0 \quad (2.3-22)$$

鉛直方向の運動方程式(2.3-17)に水表面圧力条件(2.3-19)を適用すると以下の関係が得られる.

$$P = \varepsilon N - Z - \sigma \int_{\varepsilon N}^Z \frac{dW}{dT} dZ \quad (2.3-23)$$

$$\text{ただし, } \frac{dW}{dT} = \varepsilon \frac{\partial W}{\partial T} + \varepsilon^2 U \frac{\partial W}{\partial X} + \varepsilon^2 W \frac{\partial W}{\partial Z}$$

上式の関係と, 水表面波形連続条件(2.3-17), 水底条件(2.3-19)から, 水平方向の運動方程式(2.3-16)は以下のようになる.

$$\begin{aligned} & \varepsilon \frac{\partial}{\partial T} \int_{-H}^{\varepsilon N} U dZ + \varepsilon^2 \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^{\varepsilon N} U^2 dZ + \varepsilon(H + \varepsilon N) \frac{\partial N}{\partial X} \\ & = \sigma \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^{\varepsilon N} \int_{\varepsilon N}^Z \frac{dW}{dT} dZ dZ + \sigma \frac{\partial H}{\partial X} \cdot \int_{-H}^{\varepsilon N} \frac{dW}{dT} dz \end{aligned} \quad (2.3-24)$$

また, 鉛直方向流速は連続の式(2.3-15)と水底条件(2.3-21)から以下のように表せる.

$$\varepsilon W = -\varepsilon \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^Z U dZ \quad (2.3-25)$$

水平方向流速  $U$  を断面平均流速  $\bar{U}$  とそれからのずれ  $U'$  に分ける. このとき, 非回転の条件(2.3-18)から  $U'$  は  $\sigma$  または  $\varepsilon$  のオーダーの量であると考えられるため, 次のように仮定できる.

$$U = \bar{U} + \sigma U' \quad (2.3-26)$$

又は

$$U = \bar{U} + \varepsilon U' \quad (2.3-27)$$

式(2.3-27)の関係を式(2.3-22), (2.3-24), (2.3-25)に代入すると, 積分形の式が得られる.

・連続の式

$$\varepsilon \frac{\partial N}{\partial T} + \varepsilon \frac{\partial}{\partial X} [(H + \varepsilon N) \bar{U}] = 0 \quad (2.3-28)$$

・水平方向の運動方程式

$$\begin{aligned} & \varepsilon \frac{\partial}{\partial T} [(H + \varepsilon N) \bar{U}] + \varepsilon^2 \frac{\partial}{\partial X} [(H + \varepsilon N) \bar{U}^2] \\ & + \varepsilon^4 \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^{\varepsilon N} U'^2 dZ + \varepsilon(H + \varepsilon N) \frac{\partial N}{\partial X} \\ & = \varepsilon \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^{\varepsilon N} \int_{\varepsilon N}^Z \frac{dW}{dT} dZ dZ + \varepsilon \frac{\partial H}{\partial X} \cdot \int_{-H}^{\varepsilon N} \frac{dW}{dT} dz \end{aligned} \quad (2.3-29)$$

・鉛直流速

$$\varepsilon W = -\varepsilon \frac{\partial}{\partial X} [(Z + H) \bar{U}] - \varepsilon^2 \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^Z U' dZ \quad (2.3-30)$$

上式において,  $\varepsilon^1$  のオーダーまで考慮し, 有次元化すると,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (2.3-31)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2.3-32)$$

なる線形理論,  $\varepsilon^2$  までのオーダーからは

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (2.3-33)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{M^2}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{h^3}{3} P_1 + \frac{h^2}{2} P_2 \right] - \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \left[ \frac{h^2}{2} P_1 + hP_2 \right] \end{aligned} \quad (2.3-34)$$

$$P_1 = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t \partial x}, \quad P_2 = \frac{\partial}{\partial t} \left[ u \frac{\partial h}{\partial x} \right]$$

なる積分された Peregrine の式が得られる. また, この式を線形化することで, 以下に示す線形分散波理論の方程式が得られる.

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{h^3}{3} P_1 + \frac{h^2}{2} P_2 \right] - \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \left[ \frac{h^2}{2} P_1 + hP_2 \right]$$

$$P_1 = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t \partial x}, \quad P_2 = \frac{\partial}{\partial t} \left[ u \frac{\partial h}{\partial x} \right] \quad (2.3-35)$$

同様にアーセル数が大きい場合 ( $\varepsilon \sim 1, \sigma \ll 1$ ) の展開を示す. 式(2.3-22), (2.3-24), (2.3-25)に式(2.3-26)の関係を代入することで以下の連続の式, 運動方程式が得られる.

・連続の式

$$\frac{\partial N}{\partial T} + \frac{\partial}{\partial X} [D\bar{U}] = 0 \quad (2.3-36)$$

・水平方向の運動方程式

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial T} [D\bar{U}] + \frac{\partial}{\partial X} [D\bar{U}^2] + \sigma^2 \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^N U'^2 dZ + D \frac{\partial N}{\partial X} \\ & = \sigma \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^N \int_N^Z \frac{dW}{dT} dZ dZ + \sigma \frac{\partial H}{\partial X} \cdot \int_{-H}^N \frac{dW}{dT} dZ \end{aligned} \quad (2.3-37)$$

・鉛直流速

$$W = -\frac{\partial}{\partial X} [(H+Z)\bar{U}] - \sigma \frac{\partial}{\partial X} \int_{-H}^Z U' dZ \quad (2.3-38)$$

ここで,  $D=H+N$ であり, 全水深を表す. 水平方向の運動方程式中の定積分項は以下のよう求められる.

$$\int_{-H}^N \frac{dW}{dT} dZ = -\left[ \frac{D^2}{2} F_1' + DF_2' \right] + O(\sigma) \quad (2.3-39)$$

$$\int_{-H}^N \int_N^Z \frac{dW}{dT} dZ dZ = -\left[ \frac{D^3}{3} F_1' + \frac{D^2}{2} F_2' \right] + O(\sigma) \quad (2.3-40)$$

$$F_1' = -\frac{\partial}{\partial T} \left( \frac{\partial \bar{U}}{\partial X} \right) + \bar{U} \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial X^2} - \left( \frac{\partial \bar{U}}{\partial X} \right)^2 \quad (2.3-41)$$

$$\begin{aligned} F_2' &= \frac{\partial}{\partial T} \cdot \frac{\partial}{\partial X} \left( \bar{U} \cdot \frac{\partial H}{\partial X} \right) + \bar{U} \cdot \frac{\partial^2}{\partial X^2} \left( \bar{U} \frac{\partial H}{\partial X} \right) \\ & - \frac{\partial \bar{U}}{\partial X} \cdot \frac{\partial}{\partial X} \left( \bar{U} \frac{\partial H}{\partial X} \right) \end{aligned} \quad (2.3-42)$$

そのため,  $\sigma^0$ のオーダーで式(2.3-37)を有次元化して書き直すと,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (2.3-43)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{M^2}{D} \right] + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2.3-44)$$

なる浅水理論,  $\sigma^1$ のオーダーで式(2.3-37)を有次元化して書き直すと,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (2.3-45)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{M^2}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{D^3}{3} F_1 + \frac{D^2}{2} F_2 \right] - \frac{\partial h}{\partial x} \left[ \frac{D^2}{2} F_1 + DF_2 \right] \end{aligned} \quad (2.3-46)$$

なるアーセル数が大きい場合の非線形分散波理論の方程式が求められる. ここで  $F_1, F_2$  は以下の通りである.

$$F_1 = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t \partial x} + \bar{u} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} - \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 \quad (2.3-47)$$

$$F_2 = \frac{\partial}{\partial t} \left( \bar{u} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left( \bar{u} \frac{\partial h}{\partial x} \right)$$

以上の式展開からわかる各長波理論の主な特徴を表 2.3-8 にまとめる.

表 2.3-8 各々の長波理論の特徴.

理論式	式の適用範囲	特徴
線形長波理論	深海域	近地津波で適用
線形分散波理論	深海域	遠地津波で適用
非線形長波理論	浅海域・遡上域	津波の遡上を計算可能
非線形分散波理論	浅海域・遡上域	ソリトン分裂を計算可能

## (2) 離散化解析手法

津波解析において, もっとも広く用いられている離散化解析手法は有限差分法であるが, 他にも様々な手法が提案されている. たとえば有限要素法は差分法と同様に古くから研究が行われてきたものの(例えば, 川原ほか, 1976), 境界条件の設定法, 計算誤差及び演算時間のなどの問題から多用はされていない. 有限体積法, 境界要素法についても大規模な津波解析事例は少ない(例えば, 赤穂ほか, 2008, 杉野・登坂, 1999 など). MAC 法, VOF 法など流体解析分野で用いられてきた手法については, 演算時間の

問題から津波解析に用いられることは現実的ではなかった。しかしコンピュータの演算性能向上に伴い現在では、構造物に対する津波波力の検討といった目的で VOF 法，粒子法等が用いられる事例もある。表 2.3-9 に離散化解析手法の特徴をまとめる。

表 2.3-9 津波解析手法と特徴

手法	特徴
有限差分法	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 詳細地形モデルが再現困難</li> <li>・ 津波解析事例が豊富</li> </ul>
有限要素法	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 詳細地形モデルが再現可能</li> <li>・ 境界条件設定方法が困難</li> <li>・ 計算誤差が大きい</li> <li>・ 演算時間が若干長い</li> </ul>
有限体積法	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 津波解析事例が少ない</li> </ul>
境界要素法	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 津波解析事例が少ない</li> </ul>
VOF 法，粒子法	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 高精度</li> <li>・ 演算時間が長い</li> </ul>