

添付書類三 8. 津 波を以下のとおり補正する。

ページ	行	補 正 前	補 正 後
—	—	下記項目を右記のとおり変更する。  8. 津 波	別紙—1のとおり変更する。



## 8. 津 波

### 8.1 評価概要

#### 8.1.1 施設の立地的特徴

評価対象施設である安全上重要な施設等の設置される敷地は、標高約55m及び海岸からの距離約5 kmの地点に位置している。敷地の概況を第8.1-1図に示す。

### 8.1.2 津波評価方針

太平洋側沿岸及び尾駱沼沿いに安全上重要な施設等に該当する取水設備は設置していないことを踏まえ、津波評価は水位上昇側のみ行う。

津波評価に当たっては、まず、既往知見を踏まえた津波の評価を行い、想定される津波の規模観について把握した上で、施設の安全性評価として、すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討を行い、津波が安全上重要な施設等の設置される敷地に到達する可能性がないことを確認する。

津波の到達可能性について検討する敷地高さについては、安全上重要な施設等の設置位置の標高を踏まえ、標高 55mとする。なお、津波評価結果と対比する場合には、標高に係る表記を「T. M. S. L.」とする。



## 8.2 既往津波に関する検討

### 8.2.1 文献調査

#### 8.2.1.1 既往津波

敷地周辺に影響を及ぼしたと考えられる既往津波について、宇佐美ほか<sup>(1)</sup> (2013)、渡辺<sup>(2)</sup> (1998)<sup>(3) ~ (21)</sup>等により、文献調査を行った。

##### (1) 近地津波

敷地周辺に影響を及ぼしたと考えられる津波規模 $m$ （宇佐美ほか<sup>(1)</sup> (2013)）が2以上の主な既往の近地津波を第8.2-1表に、敷地周辺における主な既往の近地津波の津波高を第8.2-2表に示す。また、主な既往津波高とその位置を第8.2-1図に示す。

これらより、敷地周辺に影響を及ぼしたと考えられる主要な津波として、津波の大きさ、波源からの伝播距離及び津波による被害の大きさを考慮すると、1611年の津波、1677年の津波、1856年の津波、1896年明治三陸地震津波、1933年昭和三陸地震津波、1968年十勝沖地震に伴う津波及び2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の7つの津波を抽出した。これらの津波の推定波源域を第8.2-2図に示す。

2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波以前において、敷地周辺における主な既往の近地津波の津波高を比較すると、第8.2-2表に示すとおり、敷地南方においては、1968年十勝沖地震に伴う津波が三沢市塩釜で5.1m、八戸市河原木で最大で4.8mであり、他の津波に比較して大きい。一方、敷地北方においては、1856年の津波が、むつ市大畑・湊で4m、函館市函館で3mであり、他の津波に比較して大きい。さらに、相田<sup>(17)</sup> (1977)によれば、第8.2-3図に示すように、数値シミュレーションによる200m等深線上の波高を基にした、海岸での平均的な津波高が示されている。これによると、八戸付近より北方においては

1856年の津波が最大となっている（相田（1977）<sup>(17)</sup>以降の津波を除く）。

一方、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波高は、第8.2-2表及び第8.2-1図に示すとおり、敷地近傍の出戸から新納屋の範囲においては、1968年十勝沖地震に伴う津波とほぼ同程度の津波高である。

以上より、敷地近傍に大きな影響を及ぼしたと考えられる近地津波は、1856年の津波、1968年十勝沖地震に伴う津波及び2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波と評価した。

## (2) 遠地津波

敷地周辺に影響を及ぼした主な既往の遠地津波を第8.2-3表に、敷地周辺における主な既往の遠地津波の津波高を第8.2-4表に示す。

敷地周辺に来襲した遠地津波の中では、1960年チリ地震津波が八戸市河原木で最大で5.3mであり、敷地近傍の出戸から新納屋の範囲における津波高は、尾駁で1.0mが記録されている。

以上より、敷地近傍に影響を及ぼしたと考えられる遠地津波は、1960年チリ地震津波であるが、近地津波の津波高を上回るものではないと評価した。

## (3) 既往津波の評価

既往津波に関する文献調査の結果、敷地近傍に大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波は、1856年の津波、1968年十勝沖地震に伴う津波及び2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波と評価した。

### 8.2.1.2 潮 位

敷地近傍における潮位の観測は、国土交通省港湾局むつ小川原港で実施されている。2008年4月から2013年3月までの観測結果によると潮位は以下のとおりである。

最高潮位	T. M. S. L. +0.999m
朔望平均满潮位	T. M. S. L. +0.670m
平均潮位	T. M. S. L. +0.049m
朔望平均干潮位	T. M. S. L. -0.767m
最低潮位	T. M. S. L. -1.04m



## 8.2.2 既往津波の再現性の確認

### 8.2.2.1 対象津波

解析モデル及び計算方法の妥当性確認のため、既往津波について数値シミュレーションを行い、計算結果と実際の津波痕跡高との比較による既往津波の再現性の検討を行った。

再現性の検討においては、過去に敷地近傍に大きな影響を及ぼしたと考えられる津波である 1856 年の津波、1968 年十勝沖地震に伴う津波及び 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波を対象とした。これらの波源モデルのうち、1856 年の津波及び 1968 年十勝沖地震に伴う津波の波源モデルの位置及び諸元を第 8.2-4 図に示す。2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の波源モデルについては、内閣府<sup>(27)</sup>において示される波源モデルとした。

津波に伴う水位変動の評価は、弾性体理論 (Mansinha and Smylie<sup>(25)</sup> (1971)) に基づき海面変位を算定した上で、非線形長波理論に基づき、差分法による平面二次元モデルによる津波シミュレーションプログラムを用いて実施した。また、敷地は尾駮沼に隣接していることから、尾駮沼からの遡上を考慮できるモデルを設定した。数値シミュレーションにおける主な計算条件を第 8.2-5 表に示す。

沿岸域及び海底地形のモデル化に当たっては、国土地理院<sup>(34)</sup>、日本水路協会<sup>(28)</sup> (2011) 等<sup>(29) ~ (33)</sup>を用いて設定し、また、計算格子分割の設定に当たっては、土木学会<sup>(47)</sup> (2016) を参考とし、水深と津波の周期から推定される津波の波長を基に、最大 1,440m から最小 5m までの格子サイズを設定した。数値シミュレーションに用いた計算領域 (東西約 1,000 km, 南北約 1,300 km) とその水深及び格子分割を第 8.2-5 図に、敷地近傍の計算領域とその水深及び格子分割を第 8.2-6 図に示す。

再現性の評価指標としては、相田 (1977)<sup>(17)</sup> による既往津波高と数値シミュレーションにより計算された津波高との比から求める幾何平均値  $K$  及びばらつきを表す指標  $\kappa$  を用い、土木学会 (2016)<sup>(47)</sup> に示される「 $0.95 < K < 1.05$ ,  $\kappa < 1.45$ 」を再現性の目安とした。

#### 8.2.2.2 検討結果

既往津波高と数値シミュレーションによる津波高の比較を第 8.2-7 図に示す。

1856 年の津波においては  $K=1.01$ ,  $\kappa=1.42$  ( $n=71$ ) , 1968 年十勝沖地震に伴う津波においては  $K=0.99$ ,  $\kappa=1.44$  ( $n=313$ ) 及び 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波においては  $K=0.952$ ,  $\kappa=1.36$  ( $n=660$ ) が得られ、土木学会 (2016)<sup>(47)</sup> の目安を満足していることから、解析モデル及び計算方法の妥当性を確認した。

### 8.3 既往知見を踏まえた津波の評価

#### 8.3.1 地震に起因する津波の評価

##### 8.3.1.1 対象とする地震

地震に起因する津波の評価においては、敷地に影響を与える可能性がある津波の波源として、プレート間地震、海洋プレート内地震及び海域の活断層による地殻内地震について検討した。

##### 8.3.1.2 数値シミュレーションの手法

数値シミュレーションにおける主な計算条件、計算領域、水深及び格子分割については、第 8.2-5 表、第 8.2-5 図及び第 8.2-6 図に示す既往津波の再現性の確認と同様の条件とした。

評価位置については、尾駱沼の形状を踏まえ、第 8.3-1 図に示す尾駱沼奥の地点を選定した。また、尾駱沼入り口前面には防波堤が設置されていることから、防波堤を考慮して検討を行った。

さらに、津波による影響を評価するに当たっては、朔望平均満潮位及び地殻変動量を考慮した津波高について評価することとした。

##### 8.3.1.3 プレート間地震に起因する津波の評価

プレート間地震は、地震調査委員会<sup>(16)</sup>で示されている三陸沖北部のプレート間地震、津波地震及び 2011 年東北地方太平洋沖地震で得られた知見を踏まえ、三陸沖北部と隣り合う領域の連動を考慮した連動型地震について検討した。

連動型地震については、三陸沖北部から北方の千島海溝沿いの領域への連動を考慮した連動型地震（以下「北方への連動型地震」という。）及び三陸沖北部から南方の日本海溝沿いの領域への連動を考慮した連動型地震（以下「南方への連動型地震」という。）が考えられるが、ここでは北方への連動型地震の波源モデルを設定して検討を実施する。一方、南方への



連動型地震については青森県海岸津波対策検討会 (2012)<sup>(35)</sup> の結果を参照する。なお、南方への連動型地震については地震調査委員会 (2019)<sup>(52)</sup> の知見もあるが、敷地前面の三陸沖北部に超大すべり域及び大すべり域を設定した青森県海岸津波対策検討会 (2012)<sup>(35)</sup> の方が敷地への影響は大きいと評価した。

#### (1) 基本モデル

##### a. 三陸沖北部のプレート間地震

三陸沖北部のプレート間地震の波源モデルについては、1856年の津波が古記録より推定されていることから、同一海域で発生し各地の津波高が数多く観測されている1968年十勝沖地震に伴う津波を対象とすることとし、前述の既往津波を再現する波源モデルをもとに、地震規模が既往最大の $M_w 8.4$ となるようにスケーリング則に基づき設定した。第8.3-2図に示す波源モデルの位置及び諸元に基づき実施した数値シミュレーションの結果、評価位置における津波高はT. M. S. L. +1.38mであった。

##### b. 津波地震

津波地震の波源モデルについては、土木学会 (2002)<sup>(26)</sup> で示されている1896年明治三陸地震津波の波源モデル (地震規模は既往最大の $M_w 8.3$ ) を設定した。第8.3-3図に示す波源モデルの位置及び諸元に基づき実施した数値シミュレーションの結果、評価位置における津波高はT. M. S. L. +1.28mであった。

##### c. 北方への連動型地震

北方への連動型地震の波源モデルについては、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会 (2006)<sup>(49)</sup>、文部科学省測地学分科会 (2014)<sup>(50)</sup> 及び地震調査委員会 (2017)<sup>(48)</sup> を参考に、敷地前面の三陸沖北部

から根室沖までの領域を想定波源域として設定した。

波源モデルの設定に当たり、断層面積は地震調査委員会<sup>(51)</sup>及び地震調査委員会<sup>(16)</sup>を参考にプレート面形状を設定した上で算定した。波源モデルの平均すべり量については、地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定し、その際の平均応力降下量については内閣府<sup>(27)</sup>を参考に3.0MPaと設定し、剛性率については土木学会<sup>(47)</sup>を参考に $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ と設定した。

すべり量の不均質性については、内閣府<sup>(27)</sup>を参考に、超大すべり域及び大すべり域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の4倍、2倍に、面積をそれぞれ全体面積の5%程度、15%程度（超大すべり域と合わせて20%程度）となるように設定した。超大すべり域の位置については、基本的には三陸沖北部及び十勝沖・根室沖の領域にそれぞれ存在すると想定されるが、保守的に敷地前面の三陸沖北部にひとつにまとめ、内閣府<sup>(27)</sup>及び青森県海岸津波対策検討会<sup>(35)</sup>を参考にプレート境界浅部のすべりが大きくなるよう配置した。大すべり域の位置は超大すべり域を取り囲むように配置した。

さらに、上述のとおり設定したモデルに対し、超大すべり域及び大すべり域を考慮した平均応力降下量が約3MPaとなるように地震モーメント（すべり量）の調整を行い、 $M_w 9.04$ のモデルを設定した。また、ライズタイムについては60秒とした。

第8.3-4図に示す波源モデルの位置及び諸元に基づき実施した数値シミュレーションの結果、評価位置における津波高はT.M.S.L.+2.32mであった。

## (2) 不確かさの考慮に係る評価

三陸沖北部のプレート間地震、津波地震及び北方への連動型地震のうち、



評価位置における津波高が最大となる北方への連動型地震について、波源特性、波源位置及び破壊開始点の不確かさを考慮し評価を実施した。さらに、不確かさの考慮において評価位置における津波高が最大となるケースと、南方への連動型地震である青森県海岸津波対策検討会（2012）<sup>(35)</sup>の結果の比較を行い、津波高の高いケースをプレート間地震に起因する津波の最大ケースとして評価した。

波源特性の不確かさについては、すべり量の不確かさを考慮したすべり量割増モデル及びすべり分布の不確かさを考慮した海溝側強調モデルを設定した。第 8.3-5 図に示す波源モデルの位置及び諸元に基づき実施した数値シミュレーションの結果、評価位置における津波高は、すべり量割増モデルで T. M. S. L. +3.01m、海溝側強調モデルで T. M. S. L. +3.00mであった。

波源位置の不確かさについては、すべり量割増モデル及び海溝側強調モデルのそれぞれについて、北へ約 50 km 移動させたケース並びに南へ約 50 km、約 100 km 及び約 150 km 移動させたケースを設定した。数値シミュレーションを実施した結果、評価位置における津波高が最大となるのは、すべり量割増モデルを南に約 100 km 移動させたケースで、T. M. S. L. +3.65mであった。

破壊開始点の不確かさについては、波源位置を変動させた検討において評価位置における津波高が最大となるすべり量割増モデルを南に約 100 km 移動させたケースについて、内閣府（2012）<sup>(27)</sup>を参考に複数設定した。第 8.3-6 図に示す位置で破壊開始点を設定し数値シミュレーションを実施した結果、評価位置における津波高が最大となるのは、破壊開始点として P 6 を設定したケースで、T. M. S. L. +4.00mであった（第 8.3-7 図参照）。

南方への連動型地震については、青森県海岸津波対策検討会<sup>(35)</sup>(2012)によると、六ヶ所村沿岸に來襲する津波高について、敷地近傍においては T. M. S. L. +10m に達しておらず(第 8.3-8 図参照)、公表された浸水深分布からも、安全上重要な施設等の設置される敷地に津波は到達していないことが確認できる(第 8.3-9 図参照)。一方、北方への連動型地震は、第 8.3-7 図に示すとおり、敷地近傍の海岸線上における津波高は T. M. S. L. + 10m 以上であり、北方への連動型地震に起因する津波が南方への連動型地震に起因する津波を上回る結果であった。

以上より、プレート間地震に起因する津波について、評価位置における津波高が最大となるのは、北方への連動型地震のすべり量割増モデルを南に約 100 km 移動させ破壊開始点を P 6 と設定したケースであり、その津波高は評価位置において T. M. S. L. +4.00m であった。

### (3) 尾駱沼の固有周期に係る検討

評価位置は尾駱沼の奥に位置していることから、評価位置における津波高の算出に当たり、尾駱沼の固有周期の影響が数値シミュレーションに反映されていることを確認するため、尾駱沼の固有周期に係る検討を実施した。

尾駱沼の固有周期を確認するため、第 8.2-6 図に示す敷地近傍の計算領域において、周期を変化させた正弦波を入力し、評価位置における水位増幅率を求めた結果を第 8.3-10 図に示す。沖合い位置に対する評価位置の水位増幅率は、15 分程度の周期帯においてピークを示し、それ以外の周期帯については減衰していることから、尾駱沼の固有周期は 15 分程度であると評価した。

次に、第 8.3-7 図に示すケースの数値シミュレーションによる水位変動量時刻歴波形を用いて周波数分析を実施した結果を第 8.3-11 図に



示す。評価位置において 15 分程度の周期帯が卓越しており、正弦波入力による検討で評価した尾駿沼の固有周期の影響を捉えていることを確認した。

なお、尾駿沼の固有周期を踏まえ、数値シミュレーションで設定している格子間隔の妥当性について検討した結果、第 8.3-12 図に示すとおり、格子間隔が土木学会 (2016)<sup>(47)</sup> により算定される格子間隔の目安に対して十分小さいことを確認した。

以上のことから、評価位置における津波高の結果には、数値シミュレーションにより尾駿沼の固有周期の影響が反映されていると評価した。

#### 8.3.1.4 海洋プレート内地震に起因する津波の評価

海洋プレート内地震は、地震調査委員会 (2012)<sup>(16)</sup> で示されている正断層型の地震について検討した。

海洋プレート内地震の波源モデルについては、土木学会 (2002)<sup>(26)</sup> で示されている 1933 年昭和三陸地震津波の波源モデルをもとに、地震規模が既往最大の  $M_w 8.6$  となるようにスケーリング則に基づき設定した。第 8.3-13 図に示す波源モデルの位置及び諸元に基づき実施した数値シミュレーションの結果、評価位置における津波高は T. M. S. L. + 1.35m であった。

以上を踏まえると、海洋プレート内地震に起因する津波は、プレート間地震に起因する津波を上回るものではない。

#### 8.3.1.5 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波の評価

海域の活断層による地殻内地震に起因する津波の評価を行うに当たり、第 8.3-14 図に示す敷地周辺海域の活断層について、阿部 (1989)<sup>(36)</sup> の簡易予測式により推定津波高を検討した。

簡易予測式による推定津波高を第 8.3-1 表に示す。海域の活断層による地殻内地震に起因する津波の推定津波高は最大でも 0.3m であり、プレ

一ト間地震に起因する津波と比べて影響は非常に小さい。

## 8.3.2 地震以外の要因に起因する津波の評価

### 8.3.2.1 地すべり等に起因する津波の評価

#### (1) 対象地すべりの選定

文献調査によると、敷地周辺における陸上及び海底の地すべり並びに斜面崩壊による歴史津波の記録は知られていない。また、陸上地すべりについて、防災科学技術研究所 (2009)<sup>(37)</sup> 及び防災科学技術研究所 (2013)<sup>(38)</sup> によると、敷地周辺陸域の海岸付近において大規模な地すべり地形は認められない。加えて、海底地すべりについても、徳山ほか (2001)<sup>(39)</sup> によると、敷地周辺海域には海底地すべり地形は認められない。

一方、下北半島太平洋側前面海域の大陸棚部付近を対象に海底地形調査を実施した結果、複数の地すべり地形が抽出されたことから、抽出された地すべり地形に基づく数値シミュレーションにより敷地への影響を評価した。抽出された海底地すべり地形を第 8.3-15 図に示す。

抽出された海底地すべり地形のうち、地すべり地形の崩壊規模から数値シミュレーションの対象とする地すべりとして SLS-2 を選定し、地すべり前の海底地形を復元した。海底地すべり地形の断面を第 8.3-16 図に示す。

#### (2) 海底地すべりの数値シミュレーションの手法

海底地すべりの数値シミュレーションの手法としては、二層流モデル (Maeno and Imamura (2007)<sup>(40)</sup>) 及び Kinematic landslide モデル (佐竹・加藤 (2002)<sup>(41)</sup>) を用いた。

数値シミュレーションに用いた計算領域とその水深及び格子分割を第 8.3-17 図に、主な計算条件を第 8.3-2 表に示す。

#### (3) 評価結果

数値シミュレーションの結果、評価位置前面における津波高は、二層

流モデルで 0.07m, Kinematic landslideモデルで 0.20mであり, プレート間地震に起因する津波と比べて影響は非常に小さい。

#### 8.3.2.2 火山現象に起因する津波の評価

文献調査によると, 敷地周辺に大きな影響を及ぼした, 火山現象による歴史津波の記録は知られていないことから, 火山現象に起因する津波については, 影響は極めて小さいと評価した。

### 8.3.3 まとめ

既往知見を踏まえた津波の評価として、地震及び地震以外の要因に起因する津波について評価を行った結果、評価位置における津波高が最大となるのは、プレート間地震に起因する津波のうち、北方への連動型地震のすべり量割増モデルを南に約 100 km 移動させ破壊開始点を P 6 と設定したケースであり、想定される津波の規模観は評価位置において T. M. S. L. +4.00m 程度であった。

## 8.4 施設の安全性評価

### 8.4.1 評価概要

既往知見を踏まえた津波の評価の結果、津波の規模観は評価位置においてT. M. S. L. +4.00m程度と把握できた。そこで、安全上重要な施設等の設置される敷地に津波が到達する可能性がないことを確認するため、すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討を実施した。

なお、本評価においては、防波堤を考慮せずに検討を実施した。



#### 8.4.2 波源モデルの設定

すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルの設定に当たっては、国内外の巨大地震のすべり量に関する文献調査を実施した。

内閣府<sup>(27)</sup>、杉野ほか<sup>(42) (43) ~ (46)</sup>等による文献調査の結果、既往の巨大地震及び将来予測のモデルにおける最大すべり量については、内閣府<sup>(27)</sup>の最大のモデルで60~70m程度であった。

そこで、本評価においては、すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルとして、既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの波源モデル（第8.3-6図参照）の各領域のすべり量を3倍にしたモデル（以下「すべり量3倍モデル」という。）を設定した。既往知見とすべり量3倍モデルのすべり量を比較した結果を第8.4-1表に、すべり量3倍モデルの波源モデルの位置及び諸元を第8.4-1図に示す。

#### 8.4.3 評価結果

すべり量3倍モデルによる検討結果を第8.4-2図に示す。すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討の結果、津波は、到達可能性について検討する敷地高さとして設定した標高55mには到達していないことから、安全上重要な施設等の設置される敷地に到達する可能性はない。また、津波が再処理施設の海洋放出管を経路として安全上重要な施設等の設置される敷地に到達する可能性もない。

## 8.5 参考文献一覧

- (1) 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子. 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会, 2013.
- (2) 渡辺偉夫. 日本被害津波総覧 [第2版]. 東京大学出版会, 1998.
- (3) 気象庁. “各種データ・資料”. 気象庁ホームページ.  
<http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>,  
(参照 2014-08-18).
- (4) 国立天文台編. 平成26年 理科年表 机上版 第87冊. 丸善出版, 2014.
- (5) 羽鳥徳太郎. “三陸沖歴史津波の規模の再検討”. 津波工学研究報告. 東北大学災害科学国際研究所 (津波工学研究分野), 2000, 第17号.
- (6) 中央气象台. 昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告. 驗震時報, 1933, 第7卷, 2号別刷.
- (7) 伊木常誠. “三陸地方津浪実況取調報告”. 震災予防調査会報告, 1897, 第11号.
- (8) 松尾春雄. “三陸津浪調査報告”. 内務省土木試験所報告, 1933, 第24号.
- (9) 松尾春雄. “三陸津浪調査報告 (追加)”. 内務省土木試験所報告, 1934, 第27号.
- (10) 地震研究所. “昭和8年3月3日三陸地方津浪に関する論文及報告”. 東京帝国大学地震研究所彙報, 1934, 別冊第1号.
- (11) 岸力. “1968年十勝沖地震調査報告 津波-北海道東北沿岸-”. 1968年十勝沖地震調査報告, 1968年十勝沖地震調査委員会編, 1969.
- (12) 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター. “第2編 調査報告”. 津波工学研究報告, 東北大学災害科学国際研究所 (津波工

- 学研究分野) , 2004, 第 21 号.
- (13) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ. “調査情報”. 東北地方太平洋沖地震津波情報. <http://www.coastal.jp/ttjt/>,  
(参照 2014-09-01) .
- (14) チリ津波合同調査班. “津波の高さの測定方法および基準並に最高波来襲時刻について”. 1960 年 5 月 24 日チリ地震津波に関する論文及び報告. 東京大学地震研究所, 1961.
- (15) 気象庁. “第 2 章 各地の踏査および調査報告”. 昭和 35 年 5 月 24 日チリ地震津波調査報告. 気象庁技術報告, 1961, 第 8 号.
- (16) 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について. 地震調査研究推進本部, 2012.
- (17) 相田勇. “三陸沖の古い津波のシミュレーション”. 東京大学地震研究所彙報, 1977, 第 52 号.
- (18) 今村文彦, 高橋重雄, 藤間功司, 富田孝史, 有川太郎. “2010 年チリ地震津波の被害調査報告”. 土木学会附属土木図書館ホームページ震災報告デジタルアーカイブ.  
[http://www.jsce.or.jp/library/eq\\_repo/Vol13/13/Chile.html](http://www.jsce.or.jp/library/eq_repo/Vol13/13/Chile.html),  
(参照 2014-09-01) .
- (19) 都司嘉宣, 大年邦雄, 中野晋, 西村裕一, 藤間功司, 今村文彦, 柿沼太郎, 中村有吾, 今井健太郎, 後藤和久, 行谷佑一, 鈴木進吾, 城下英行, 松崎義孝. “2010 年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査”. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 2010, Vol. 66, No. 1.
- (20) 都司嘉宣, 上田和枝, 佐竹健治. “日本で記録された 1700 年 1 月



- (元禄十二年十二月) 北米巨大地震による津波” . 地震, 1998, 第 2 輯, 第 51 卷.
- (21) 河田恵昭, 小池信昭, 嘉戸重仁, 井上雅夫. “わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性について” . 海洋工学論文集, 1998, 第 45 卷.
- (22) 後藤智明, 小川由信. Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法. 東北大学工学部土木工学科, 1982.
- (23) 小谷美佐, 今村文彦, 首籐伸夫. “GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法” . 海岸工学論文集, 1998, 第 45 卷.
- (24) 本間仁. “低溢流堰堤の流量係数” . 土木学会誌, 1940, 第 26 卷.
- (25) L. Mansinha ; D. E. Smylie. “The displacement fields of inclined faults” . Bulletin of the seismological Society of America, 1971, Vol. 61, No. 5.
- (26) 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. 土木学会, 2002.
- (27) 内閣府. “南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編-津波断層モデルと津波高・浸水域等について-” . 内閣府ホームページ.  
<http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/index.html>,  
(参照 2015-12-02) .
- (28) 日本水路協会. 日本近海 30 秒グリッド水深データ第二版 M1406-M1508. Ver2. 0. 0, 海洋情報研究センター, 2011-08-04, (CD-ROM) .
- (29) 日本水路協会. 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ M7009 (Ver. 2. 0) , M7010 (Ver. 2. 0) . 海洋情報研究センター, 2008, (CD-ROM) .

- (30) 日本水路協会. 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ  
M7006 (Ver. 2.1) . 海洋情報研究センター, 2009, (CD-ROM) .
- (31) 日本水路協会. 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ  
M7004 (Ver. 2.2) , M7005 (Ver. 2.2) , M7007 (Ver. 2.1) . 海洋  
情報研究センター, 2012, (CD-ROM) .
- (32) 海上保安庁. “東北沖海底地形データセット” . 海上保安庁海洋情報  
部, (入手 2014-09-18) .
- (33) IHO・IOC. “大洋水深総図” . General Bathymetric Chart of  
the Oceans ホームページ. <http://www.gebco.net/> ,  
(入手 2014-09-25) .
- (34) 国土地理院. “基盤地図 10m メッシュ (標高)” . 基盤地図情報ダ  
ウンロードサービス. 国土地理院ホームページ.  
<https://fgd.gsi.go.jp/download/>, (入手 2014-09-25) .
- (35) 青森県海岸津波対策検討会. “第 4 回青森県海岸津波対策検討会資  
料” . 青森県庁県土整備部河川砂防課. 青森県庁ホームページ.  
<http://www.pref.aomori.lg.jp/kotsu/build/tunami-kentokai.html> ,  
(参照 2014-09-01) .
- (36) 阿部勝征. “地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測” .  
東京大学地震研究所彙報, 1989, Vol. 64.
- (37) 防災科学技術研究所. 地すべり地形分布図第 42 集「野辺地・八戸」.  
防災科学技術研究所研究資料, 2009, 第 329 号.
- (38) 防災科学技術研究所. 地すべり地形分布図第 54 集「浦河・広尾」.  
防災科学技術研究所研究資料, 2013, 第 382 号.
- (39) 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, 野原壯, 阿部寛信, 坂井眞一,

- 向山建二郎. “日本周辺海域中新世末期以降の構造発達史”. 海洋調査技術, 2001, vol. 13, No. 1.
- (40) Fukashi Maeno ; Fumihiko Imamura. “Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan”. Geophysical Research Letters, AGU Publications, 2007, Vol. 34, L23303.
- (41) 佐竹健治, 加藤幸弘. “1741年寛保津波は渡島大島の山体崩壊によって生じた”. 号外 海洋, 海洋出版株式会社, 2002, 号外 28.
- (42) 杉野英治, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭澤勝三, 亀田弘行, 今村文彦. “プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案”. 日本地震工学会論文集, 2014, 第14巻, 第5号.
- (43) Jean M. Johnson ; Kenji Satake. “Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka”. Pure and Applied Geophysics, 1999, 154.
- (44) Yushiro Fujii ; Kenji Satake. “Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data”. Pure and Applied Geophysics, 2012, 170.
- (45) Jean M. Johnson ; Kenji Satake ; Sanford R. Holdahl ; Jeanne Sauber. “The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data”. Journal of Geophysical Research, 1996, vol. 101, No. B1.
- (46) Yuichiro Tanioka ; Yudhicara ; Tomohiro Kususose ; S. Kathirolu ; Yuichi Nishimura ; Sin-Iti Iwasaki ; Kenji Satake. “Rupture



process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms”. Earth Planets Space, 2006, 58.

- (47) 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会. 原子力発電所の津波評価技術 2016. 土木学会, 2016.
- (48) 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第三版). 地震調査研究推進本部, 2017.
- (49) 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会. 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告. 内閣府中央防災会議, 2006.
- (50) 文部科学省測地学分科会. 北海道周辺の超巨大地震の発生サイクル及び震源過程の解明・プレート運動の解明による衝突帯モデルの構築. 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成 25 年度年次報告 (機関別), 2014, 課題番号 1002.
- (51) 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について. 地震調査研究推進本部, 2004.
- (52) 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価. 地震調査研究推進本部, 2019.



第 8.2-1 表 主な既往の近地津波

発生年月日	発生場所 緯度 経度	地震 規模 M	津波 規模 m	地震・津波の概要
869年 7月13日 (貞観11年)	三陸沖 $\psi = 37.5 \sim 39.5^\circ \text{ N}$ $\lambda = 143 \sim 145^\circ \text{ E}$	8.3 $\pm 1/4$	4	三陸沿岸：城郭・倉庫・門櫓・垣壁等崩れ落ち倒潰するもの無数。津波が多賀城下を襲い、溺死約1千。三陸沖の巨大地震とみられる。
1611年 12月2日 (慶長16年)	三陸沖 $\psi = 39.0^\circ \text{ N}$ $\lambda = 144.4^\circ \text{ E}$	$\approx 8.1$	4	三陸沿岸及び北海道東岸：三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害が大きかった。伊達領内で死1783、南部・津軽で人馬の死3千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く、北海道東部でも溺死が多かった。1933年の三陸地震津波に似ている。
1640年 7月31日 (寛永17年)	渡島地方東部 $\psi = 42.1^\circ \text{ N}$ $\lambda = 140.7^\circ \text{ E}$	—	2 (1~2)	北海道噴火湾：駒ヶ岳噴火に伴い津波があり、死700余、昆布舟流出100余。
1677年 4月13日 (延宝5年)	青森県東方沖 $\psi = 41.0^\circ \text{ N}$ $\lambda = 142 1/4^\circ \text{ E}$	$7 1/4 \sim$ $7 1/2$	2	陸中：八戸に震害あり。震後約1時間で津波来たり。家屋流潰約70軒。余震が多かった。1968年十勝沖地震と似ている。
1763年 1月29日 (宝暦12年)	青森県東方沖 $\psi = 41.0^\circ \text{ N}$ $\lambda = 142 1/4^\circ \text{ E}$	7.4	1 (2)	陸奥八戸：11月初めより地震があり、この日大地震。寺院・民家が破損した。平館で家潰1、死3。函館でも強く感じた。津波があり、余震が多かった。1968年十勝沖地震と似ているので、もっと沖の大きな地震かもしれない。
1793年 2月17日 (寛政5年)	三陸沖 $\psi = 38.5^\circ \text{ N}$ $\lambda = 144.5^\circ \text{ E}$	8.0~ 8.4	2 [2.5]	陸前・陸中・磐城：仙台領内で家屋損壊1千余、死12。沿岸に津波が来て、大槌・両石で流潰家71、死9、気仙沼で流潰家300余。余震が多かった。
1843年 4月25日 (天保14年)	釧路沖 $\psi = 42.0^\circ \text{ N}$ $\lambda = 146.0^\circ \text{ E}$	$\approx 7.5$	2	釧路・根室：厚岸国泰寺で被害があった。津波があり、全体で死46。家屋破壊76。八戸にも津波。松前・津軽で強く感じ、江戸でも有感。
1856年 8月23日 (安政3年)	青森県東方沖 $\psi = 41.0^\circ \text{ N}$ $\lambda = 142 1/2^\circ \text{ E}$	$\approx 7.5$	2 [2.5]	日高・胆振・渡島・津軽・南部：震害は少なかったが、津波が三陸及び北海道の南岸を襲った。南部藩で流潰93、潰106、溺死26、八戸藩でも死3等。余震が多かった。1968年十勝沖地震に津波の様子がよく似ており、もう少し海溝寄りの地震かもしれない。
1894年 3月22日 (明治27年)	根室半島南西沖 $\psi = 42 1/2^\circ \text{ N}$ $\lambda = 146^\circ \text{ E}$	7.9	2 [2.5]	根室沖：根室・厚岸で家屋・土蔵に被害。死1、家屋潰12、津波は宮古4.0m、大船渡1.5m等。
1896年 6月15日 (明治29年)	三陸沖 $\psi = 39 1/2^\circ \text{ N}$ $\lambda = 144^\circ \text{ E}$	$8 1/4$	4 [3.5]	『明治三陸地震津波』：震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し、死者は青森343、宮城3452、北海道6、岩手18158。家屋流失全半潰8~9千以上、船の被害約7千。波高は、吉浜24.4m、綾里38.2m、田老14.6m等。津波はハワイやカリフォルニアに達した。Mは津波を考慮したもの。
1933年 3月3日 (昭和8年)	三陸沖 $\psi = 39^\circ 07.7' \text{ N}$ $\lambda = 145^\circ 07.0' \text{ E}$	8.1	3 [3]	『三陸地震津波』：震害は少なかった。津波が太平洋岸を襲い、三陸沿岸で被害は甚大。死・不明3064、家屋流失4034、倒潰1817、浸水4018。波高は綾里湾で28.7mにも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている。
1952年 3月4日 (昭和27年)	十勝沖 $\psi = 41^\circ 42.3' \text{ N}$ $\lambda = 144^\circ 09.0' \text{ E}$	8.2	2 [2.5]	『十勝沖地震』：北海道南部・東北北部に被害があり、津波が関東地方に及ぶ。波高は北海道で3m前後、三陸沿岸で1~2m。死28、不明5、家屋全壊815、半壊1324、流失91。

(つづき)

発生年月日	発生場所 緯度 経度	地震 規模 M	津波 規模 m	地震・津波の概要
1958年 11月7日 (昭和33年)	択捉島南東沖 $\psi = 44^{\circ} 18.0' N$ $\lambda = 148^{\circ} 30.0' E$	8.1	1 [2] (2)	択捉島付近：釧路地方で電信線・鉄道・道路に小被害があった。太平洋岸各地に津波があり、小被害。
1963年 10月13日 (昭和38年)	択捉島南東沖 $\psi = 44^{\circ} 02.9' N$ $\lambda = 149^{\circ} 49.5' E$	8.1	2 [3]	択捉島付近：津波があり、三陸沿岸で軽微な被害。花咲で1.2m、八戸で1.3m等。
1963年 10月20日 (昭和38年)	択捉島南東沖 $\psi = 44^{\circ} 05.6' N$ $\lambda = 150^{\circ} 00.3' E$	6.7	2 [2]	ウルップ島沖：10月13日択捉島沖地震の余震。津波の高さはウルップで10～15m、択捉島で8m。
1968年 5月16日 (昭和43年)	青森県東方沖 $\psi = 40^{\circ} 41.9' N$ $\lambda = 143^{\circ} 35.7' E$	7.9	2 [2.5]	『1968年十勝沖地震』：青森を中心に北海道南部・東北地方に被害。死52、傷330、建物全壊673、半壊3004。青森県下で道路損壊も多かった。津波があり、三陸沿岸3～5m、襟裳岬3m、浸水529、船舶流失沈没127。コンクリート造建築の被害が目立った。
1969年 8月12日 (昭和44年)	北海道東方沖 $\psi = 43^{\circ} 22.6' N$ $\lambda = 147^{\circ} 54.3' E$	7.8	0 [2.5] (1)	北海道東方沖：津波により北海道東部に軽い被害あり。津波の高さは花咲129cm、釧路93cm、八戸109cm。
1973年 6月17日 (昭和48年)	根室半島南東沖 $\psi = 43^{\circ} 03.5' N$ $\lambda = 145^{\circ} 58.2' E$	7.4	0 [2] (1) <1>	『1973年6月17日根室半島沖地震』：根室・釧路地方に被害。全体で傷26、家屋全壊2、一部破損1。小津波があり、波高は花咲で2.8m、浸水275、船舶流失沈没10。
1994年 10月4日 (平成6年)	北海道東方沖 $\psi = 43^{\circ} 22.5' N$ $\lambda = 147^{\circ} 40.4' E$	8.2	[3] (2) <2>	『平成6年(1994年)北海道東方沖地震』：北海道東部を中心に被害があり、傷437、住家全壊61、半壊348。津波は花咲で173cm。震源に近い択捉島では死・不明10等、地震と津波で大きな被害。
2003年 9月26日 (平成15年)	十勝沖 $\psi = 41^{\circ} 46.7' N$ $\lambda = 144^{\circ} 04.7' E$	8.0	[2.5] <2>	『平成15年(2003年)十勝沖地震』：太平洋プレート上面の逆断層型プレート境界地震で1952年とほぼ同じ場所。死1、不明1、傷849、住家全壊116、半壊368。最大震度6弱(道内9町村)、北海道及び本州の太平洋岸に最大4m程度の津波。
2011年 3月11日 (平成23年)	東北沖 $\psi = 38^{\circ} 06.2' N$ $\lambda = 142^{\circ} 51.7' E$	Mw9.0	[4] <4>	『平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震』：震源域は岩手県から福島県までの東側沖合で南北に長さ400kmにおよび、日本海溝付近から沿岸部近くまで太平洋プレートと陸側プレートの境界面で東西に200kmと広がった。主として大津波によって、死者・行方不明者1万8,000余と明治三陸津波に次ぐ被害が生じた。

注)「発生年月日」は、宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>による。

・「発生場所、緯度、経度」及び「地震規模 M」は、次の値を示している。

1922年以前の地震、2011年の地震：宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>

1923年以降の地震(2011年の地震を除く)：気象庁(1951-2010)<sup>(3)</sup>による。

・「津波規模 m」は、宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>による。

ただし、[ ]は羽鳥による値(宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>により引用)、( )は渡辺(1998)<sup>(2)</sup>による値、< >は国立天文台(2014)<sup>(4)</sup>による値で、宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>と異なる場合のみ示している。

・「地震・津波の概要」は、宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>及び国立天文台(2014)<sup>(4)</sup>を参照している。



第 8.2-2 表 主な既往の近地津波の津波高

(単位：m)

市町村名	地名	1611年 慶長16 三陸沖	1677年 延宝5 青森県 東方沖	1763年 宝暦12 青森県 東方沖	1856年 安政3 青森県 東方沖	1896年 明治29 三陸沖	1933年 昭和8 三陸沖	1952年 昭和27 十勝沖	1968年 昭和43 青森県 東方沖	2003年 平成15 十勝沖	2011年 平成23 東北沖
森町	森・東森 砂原						0.6~1.5 1.2~1.8		0.6		1.7~2.5
鹿部町	鹿部										
函館市	白尻 緞法華 山背泊 浜町 函館			1~2	3 3	1.8	0.9	0.3	1.1 1.0		1.9 1.1 1.8 1.6~3.1
北斗市	上磯				1.5						1.6
大間町	奥戸 大間						1.6		0.2~1.1		1.7
風間浦村	易国間 下風呂 甲						1.8		2.2 2.6		1.6 2.1
むつ市	木野部 大畑・湊 出戸川 関根				4		1.5 1.0~1.4 1.6 1.0		2.2		2.5~2.6 2.2~2.7
東通村	入口 岩屋 尻屋 尻券 小田野沢 老部 白糠								1.2 1.3 2.2 1.0 2.7 2.4 0.9	1.7 2.6	2.3~5.2 1.5~2.1 1.8 2.3~2.6 1.9 2.0~2.3
六ヶ所村	袖戸 泊 出戸 尾駸 新納屋 高瀬川								0.8~3.1 0.6~2.5 4.2 1.2~1.5 3.7 1.6	1.5	2.4 2.8 3.5 1.9
三沢市	塩釜 六川目 淋代 五川目 四川目 三川目						3.0 3.6~4.5 3.0~3.9 3.4 3.8~5.0 5.0		5.1 2.1 2.4 2.5 2.8~4.0 1.7		5.0~6.7 4.5~6.7 5.2~9.7 6.0~11.8 7.0~9.6 5.8~8.1
おいらせ町	二川目 一川目 川口・百石				4		4.0 1.8~4.2 2.5~5.0		2.7 1.7~4.1 3.7~4.0		4.5~8.8 4.8~11.0 1.3~8.9
八戸市	市川・橋向 河原木 八戸(湊) 鮫・燕島			1~3	3~4		3.0~3.8 1.5~3.0 2.1~4.7	2.0	2.1~4.8 1.6~3.2 1.5~4.4		3.0~9.6 3.3~8.4 1.9~7.1 4.5~6.4
野田村	野田		4~5		6	10.5~20.0	5.0~15.6	2.2	3.9~4.6		5.2~38.4
宮古市	田老 宮古	15~21 6~8	2~3 2~3	1~2	3.8~4 2	8.5~14.6 4.6	4.0~10.1 3.0~8.2	1.0 0.7~1.3	1.2~1.5 1.2~2.0	0.8 1.0~1.1	7.4~39.8 0.4~38.3
大槌町	大槌(大須賀)	5~10	2.8~4		3~3.5	2.7~4.0	2.9~3.9		2.2~2.3		7.2~18.1
釜石市	釜石			1	3~3.7	4.5~8.2	2.7~5.4	2	2.0~3.2	1.3	4.2~30.6
文献		羽鳥 (2000) <sup>(5)</sup>	羽鳥 (2000) <sup>(5)</sup>	羽鳥 (2000) <sup>(5)</sup>	羽鳥 (2000) <sup>(5)</sup>	中央 気象台 (1933) <sup>(6)</sup> 他 <sup>(2) (7) (8)</sup>	中央 気象台 (1933) <sup>(6)</sup> 他 <sup>(8) ~ (10)</sup>	渡辺 (1998) <sup>(9)</sup>	岸 (1969) <sup>(11)</sup>	東北大学 (2004) <sup>(12)</sup>	東北地方 太平洋沖 地震津波 合同調査 グループ (2012) <sup>(13)</sup>

第 8.2-3 表 主な既往の遠地津波

発生年月日	発生場所 緯度 経度	地震 規模 M [M t] (M s)	津波 規模 m	地震・津波の概要
1586年 7月10日 (天正14年)	ペルーのリマ沖 $\psi=12.3^{\circ}$ S $\lambda=77.7^{\circ}$ W	7.7	4	津波の高さはリマで 26m, 10 km 内陸まで浸入。三陸の陸前海岸で津波あり。
1687年 10月20日 (貞享4年)	ペルーのカヤオ沖 $\psi=15.2^{\circ}$ S $\lambda=75.9^{\circ}$ W	7.6	3	カヤオ, チャシカイ, ピスコで津波。この津波は日本沿岸にも波及し, 塩釜で高さ 1.5~1.6 尺 (約 50 cm), 12~13 回押し寄せた。沖縄でも 3 回津波が押し寄せた。
1700年 1月26日 (元禄12年)	北米北西部沖 (カスケード地帯)	9 クラス [9?]	3~4	米国やカナダの沿岸における津波の高さは 5~7 m と推定。日本沿岸各地の津波の高さは岩手県宮古 3 m, 同大槌と和歌山県田辺で 2 m, 茨城県那珂湊や静岡県清水 (三保) で約 2 m と推定される。宮古と田辺で津波の被害があったという。
1730年 7月8日 (享保15年)	チリのバルパライソ沖 $\psi=33.1^{\circ}$ S $\lambda=71.6^{\circ}$ W	8.7	4	バルパライソは浸水が激しく, 港は破壊された。コンセプション全滅。津波は三陸の陸前沿岸に襲来, 牡鹿半島で田畑が浸水した。
1751年 5月25日 (宝暦1年)	チリのコンセプション沖 $\psi=36.8^{\circ}$ S $\lambda=71.6^{\circ}$ W	8.5	3	古いコンセプションは全滅。津波は日本沿岸へ襲来, 三陸沿岸の大槌, 牡鹿及び気仙沼で床まで浸水した。
1780年 6月29日 (安永9年)	千島列島ウルップ島南東沖 $\psi=46.0^{\circ}$ N $\lambda=151.0^{\circ}$ E	7.5	3	ウルップ島で津波の高さ 10~12m。同島東岸 (ワニノフ) に停泊中のロシア船山上に打ち上げられた。津波は北海道東岸へ襲来した。
1837年 11月7日 (天保8年)	チリ南部沖 $\psi=39.8^{\circ}$ S $\lambda=73.2^{\circ}$ W	8.0 [9 1/4]	3	コンセプション, バルデビアで大津波。津波によりハワイ諸島で大被害。三陸沿岸陸前の気仙沼湾, 本吉, 牡鹿及び宮城の 3 郡で潮溢れる。
1868年 8月13日 (慶応4年)	チリ北部アリカ沖 $\psi=18.5^{\circ}$ S $\lambda=70.4^{\circ}$ W	8.5 [9.0]	4	『アリカ地震』: チリ北部 (当時ペルー領) で大津波となり太平洋に波及した。アリカで津波の高さ 14m, 死者 25,000 人ともいわれている。ハワイ島で大被害。日本沿岸では函館で 2 m, 宮城県本吉郡, 伊豆下田, 沖縄那覇港でも観測。
1877年 5月10日 (明治10年)	チリのイキケ沖 $\psi=19.6^{\circ}$ S $\lambda=70.2^{\circ}$ W	8.3 [9.0]	4	『イキケ地震』: 1868 年以上のチリ大地震。太平洋沿岸全域に波及。チリ沿岸では 1.2~24m。ハワイ諸島で 1.2~6.6m。日本沿岸では, 函館 2.4m, 釜石 3 m, 東京湾 0.7m。函館と三陸沿岸で被害があった。また房総半島で死者を含む被害があった。
1918年 9月7日 (大正7年)	千島列島ウルップ島東方沖 $\psi=45.5^{\circ}$ N $\lambda=151.5^{\circ}$ E	8.2 [8.5]	3	津波の高さはウルップ島東岸で 12m。日本沿岸では, 根室 1 m, 函館 0.5 m, 三陸沿岸 1 m 以下。父島では 1.4 m で家屋浸水 12, 橋梁流失 2 の被害。
1922年 11月11日 (大正11年)	チリのアタカマ沖 $\psi=28.5^{\circ}$ S $\lambda=70^{\circ}$ W	8.3 [8.7]	3	『アタカマ地震』: チリ沿岸で大津波となり, 太平洋沿岸各地に波及した。ペルーのカヤオで 24m。日本沿岸の津波の最大全振幅は, 花咲 60 cm, 鮎川 65 cm 等。大船渡で家屋 30 棟が波に洗われた (高さ 1~2 m か)。

(つづき)

発生年月日	発生場所 緯度 経度	地震 規模 M [M t] (M s)	津波 規模 m	地震・津波の概要
1946年 4月1日 (昭和21年)	アリューシャン列 島東部 $\psi=52.8^{\circ}$ N $\lambda=162.5^{\circ}$ W	7.4 [9.3]	4	『アリューシャン津波』:アリューシャンのウニマク島灯台で30.5m, ハワイ諸島で0.5~17mの高さとなる等太平洋沿岸各地にかなりの津波が襲来した。日本沿岸の津波の最大全振幅は鮎川56cm, 八戸20cm等。
1952年 11月4日 (昭和27年)	カムチャツカ半島 南東沖 $\psi=52.3^{\circ}$ N $\lambda=161.0^{\circ}$ E	8.5 [9.0]	3	『カムチャツカ津波』:カムチャツカ半島で1~15mの津波。ハワイ諸島で10.4mに達する等太平洋沿岸全域に影響した。日本沿岸における津波の高さは0.5~3.0m程度。北海道, 三陸沿岸, 下田, 尾鷲等広範囲で家屋の浸水があり, 三陸沿岸では漁業関係の被害があった。
1960年 5月22日 (昭和35年)	チリ南部沖 $\psi=39.5^{\circ}$ S $\lambda=74.5^{\circ}$ W	8.5 [9.4]	4	『チリ地震津波』:チリのイスラ・モチャで20~25mの津波。太平洋沿岸各地に波及し, ハワイ諸島で10.5mに達する。日本沿岸での波高は三陸沿岸で0.8~8.1m, その他で0.6~4.2m。日本全体で死・不明142(うち沖縄で3), 家屋全壊1500余, 半壊2千余。
1964年 3月28日 (昭和39年)	アラスカ湾 $\psi=61.1^{\circ}$ N $\lambda=147.5^{\circ}$ W	9.2 [9.1] (8.4)	4	『アラスカ地震津波』:アラスカのバルディーズで6.1~30mの津波。日本では三陸沿岸で漁業施設に若干の被害があった。
1965年 2月4日 (昭和40年)	アリューシャン列 島 $\psi=51.3^{\circ}$ N $\lambda=178.6^{\circ}$ E	8.7 [8.6] (8.2)	3	アリューシャンで0.2~10mの津波。三陸沿岸の浅海漁業施設に僅かの被害があった。
1996年 2月17日 (平成8年)	インドネシアのイ リアン・ジャヤ沖 $\psi=0.950^{\circ}$ S $\lambda=137.016^{\circ}$ E	(8.1)	3	インドネシアのピアック島で最大7.7m(津波到達時の潮位上)に達した。日本沿岸の津波の最大全振幅は, 父島で195cm, 串本で170cm。土佐清水では漁船20艘が転覆し, 八丈島で漁船に被害があった。
2010年 2月27日 (平成22年)	チリ中部沖 $\psi=36.12^{\circ}$ S $\lambda=72.90^{\circ}$ W	8.5	[3]	チリ沿岸は平均5~9mの津波(遡上高さ)。最大は28m(遡上高さ)。日本沿岸での最大は気仙沼湾奥で3.0m(全振幅)。

注)「発生年月日」は, 宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>による。

・「発生場所, 緯度, 経度」, 「地震規模 M[M t] (M s)」及び「津波規模 m」は, 次の値を示している。

2010年の地震: 国立天文台(2014)<sup>(4)</sup>による。ただし, 「津波規模 m」は宇佐美ほか(2013)<sup>(1)</sup>による。

2010年以外の地震: 渡辺(1998)<sup>(2)</sup>による。

M tは津波マグニチュードを, M sは表面波マグニチュードを示す。

・「地震・津波の概要」は, 次を参照している。

2010年の地震: 今村ほか(2010)<sup>(18)</sup>及び都司ほか(2010)<sup>(19)</sup>による。

2010年以外の地震: 渡辺(1998)<sup>(2)</sup>による。



第 8.2-4 表 主な既往の遠地津波の津波高

(単位：m)

市町村名	地名	1868 年 慶応 4 チリ北部 アリカ沖	1877 年 明治 10 チリの イキケ沖	1952 年 昭和 27 カムチャツカ 半島南東沖	1960 年 昭和 35 チリ南部沖
森町	森・東森 砂原				1.5 1.5
鹿部町	鹿部				0.9
函館市	白尻 鍛法華 山背泊 浜町 函館	2	2.4	0.5~1.5	0.4 1.9 1.2 1.4~2.9
北斗市	上磯				1.3~1.9
大間町	奥戸 大間				2.0
風間浦村	易国間 下風呂 甲				
むつ市	木野部 大畑・湊 出戸川 関根				1.9~2.3 1.4~2.1 1.2 1.6
東通村	入口 岩屋 尻屋 尻勞 小田野沢 老部 白糠				1.7~1.8 1.3 1.4 2.0
六ヶ所村	袖戸 泊 出戸 尾駈 新納屋 高瀬川				1.0 2.2
三沢市	塩釜 六川目 淋代 五川目 四川目 三川目				2.0 2.3 1.9 1.3
おいらせ町	二川目 一川目 川口・百石				1.0 1.2 3.2~4.9
八戸市	市川・橋向 河原木 八戸(湊) 鮫・燕島			1.8	1.5~3.4 2.2~5.3 2.5~4.3 3.9
野田村	野田				4.9~5.2
宮古市	田老 宮古			2.2 0.4~1.8	1.8~3.2 1.2~2.4
大槌町	大槌(大須賀)			1.5	2.4~3.9
釜石市	釜石		3		2.1~3.3
文献		渡辺(1998) <sup>(2)</sup>	渡辺(1998) <sup>(2)</sup>	渡辺(1998) <sup>(2)</sup>	チリ津波 合同調査班 (1961) <sup>(1)(2)</sup> 他

第 8.2-5 表 主な計算条件

空間格子間隔 $\Delta s$ (m)	1440	480 (1440/3)	160 (1440/9)	80 (1440/18)	40 (1440/36)	20 (1440/72)	10 (1440/144)	5 (1440/288)
時間格子間隔 $\Delta t$ (s)	0.1							
基礎方程式	後藤・小川 (1982 <sup>(2,2)</sup> ) の非線形長波式							
沖側境界条件	自由透過	外側の大格子領域と水位・流量を接続						
陸側境界条件	完全反射			小谷ほか (1998 <sup>(2,3)</sup> ) の遡上境界条件				
越流境界条件	-						本間 (1940 <sup>(2,4)</sup> ) の越流境界条件	
初期海面変動	地震断層モデルを用いて Mansinha and Smylie (1971 <sup>(2,5)</sup> ) の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える							
海底摩擦係数	マンニングの粗度係数 $n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$ (土木学会 (2016 <sup>(4,7)</sup> ) より)							
水平渦動粘性係数	考慮しない							
潮位条件	T. M. S. L. $\pm 0.0\text{m}$							
計算再現時間	地震発生後 4 時間							

基礎方程式：非線形長波 [浅水理論] の連続式及び運動方程式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial Q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_x^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q_x Q_y}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} Q_x \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} = 0$$

$$\frac{\partial Q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_x Q_y}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q_y^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} Q_y \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} = 0$$

ここで,  $x, y$  : 水平座標 (m)

$t$  : 時間 (s)

$Q_x, Q_y$  :  $x, y$  方向の単位幅当たりの流量 (=流速×全水深) ( $\text{m}^2/\text{s}$ )

$\eta$  : 静水面からの水位 (m)

$D$  : 全水深 (=  $h + \eta$ ) (m)

$h$  : 静水深 (m)

$g$  : 重力加速度 ( $\text{m}/\text{s}^2$ )

$n$  : マニングの粗度係数 ( $\text{m}^{-1/3}\text{s}$ )

第 8.3-1 表 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波の推定津波高

海域活断層	断層長 L (km)	断層幅 W (km)	すべり量 D (m)	地震 モーメント $M_0$ (N·m)	モーメント マグニ チュード $M_w$	津波の 伝播距離 $\Delta$ (km)	推定 津波高 Ht (m)
F-a	20	12.0	2.11	$1.75 \times 10^{19}$	6.8	63	0.3
F-b	15	10.0	1.58	$8.18 \times 10^{18}$	6.5	64	0.2
F-c	15	10.0	1.58	$8.18 \times 10^{18}$	6.5	38	0.3
F-d	6	4.0	0.63	$5.24 \times 10^{17}$	5.7	15	0.2



第 8.3-2 表(1) 二層流モデルの主な計算条件

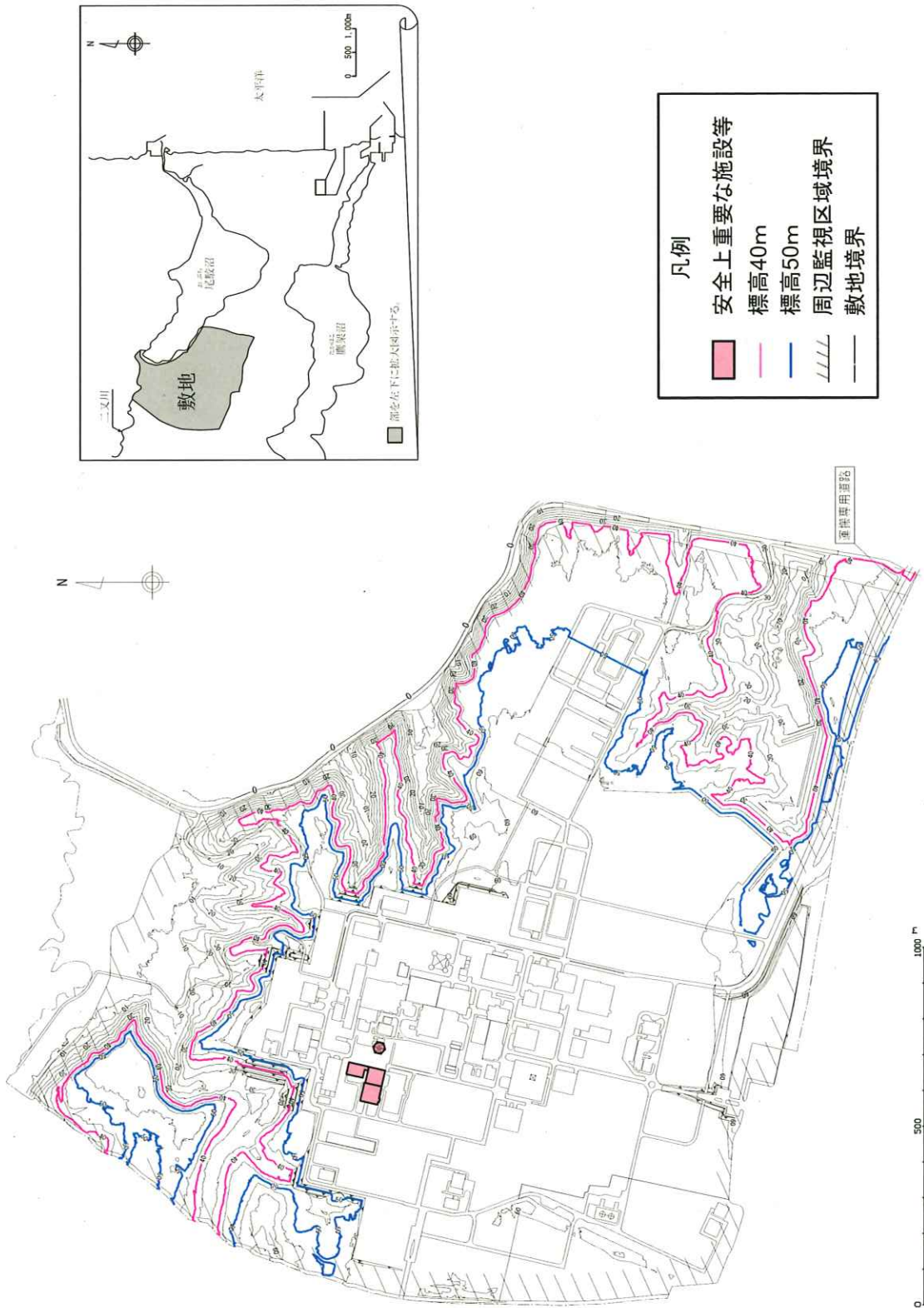
計算格子間隔 $\Delta t$ (s)	計算時間 (h)	海底摩擦係数 (マンシングの粗度係数) $n$ ( $m^{-1/3}s$ )		界面抵抗係数 $f_{int}$	水平渦動粘性 係数 $\nu$ ( $m^2/s$ )
		上層	下層		
0.15	3	0.03	0.40	0.0	考慮しない

第 8.3-2 表(2) Kinematic landslideモデルの  
主な計算条件

計算格子間隔 $\Delta t$ (s)	計算時間 (h)	鉛直変位 ライズタイム (s)	変動伝播速度 (m/s)
0.15	3	120	10

第 8.4-1 表 既往知見とすべり量 3 倍モデルのすべり量の比較

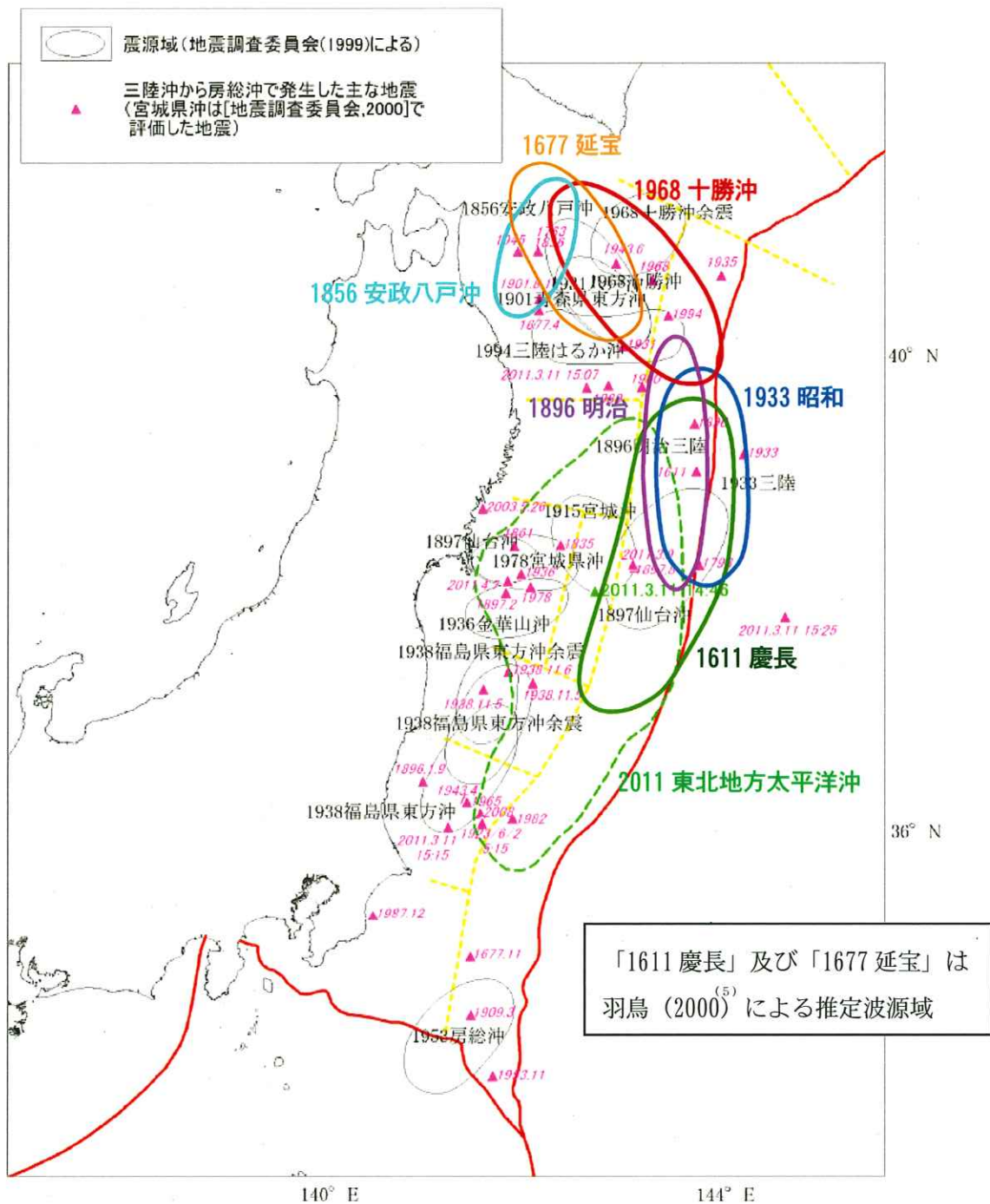
	評価モデル		巨大地震のすべり量に関する文献調査結果	
	既往知見を踏まえた 津波の評価モデル	すべり量 3 倍モデル	2011 年東北地方太平洋沖型 地震モデル (杉野ほか (2014) <sup>(4,2)</sup> )	南海トラフの巨大地震の 津波断層モデル (内閣府 (2012) <sup>(2,7)</sup> )
平均すべり量	8.40m	25.20m	10.4m	8.8~11.3m
最大すべり量	31.19m	93.56m	31.2m	最大のモデルで 「60~70m」
				世界の Mw9.0 クラスの巨大地震 (M. Johnson and Satake (1999) (4,3) (4,4) <sup>(4,6)</sup> 等)
				大きいもので 11m
				大きいもので 「28~32m」



第8.1-1-1図 敷地の概況図

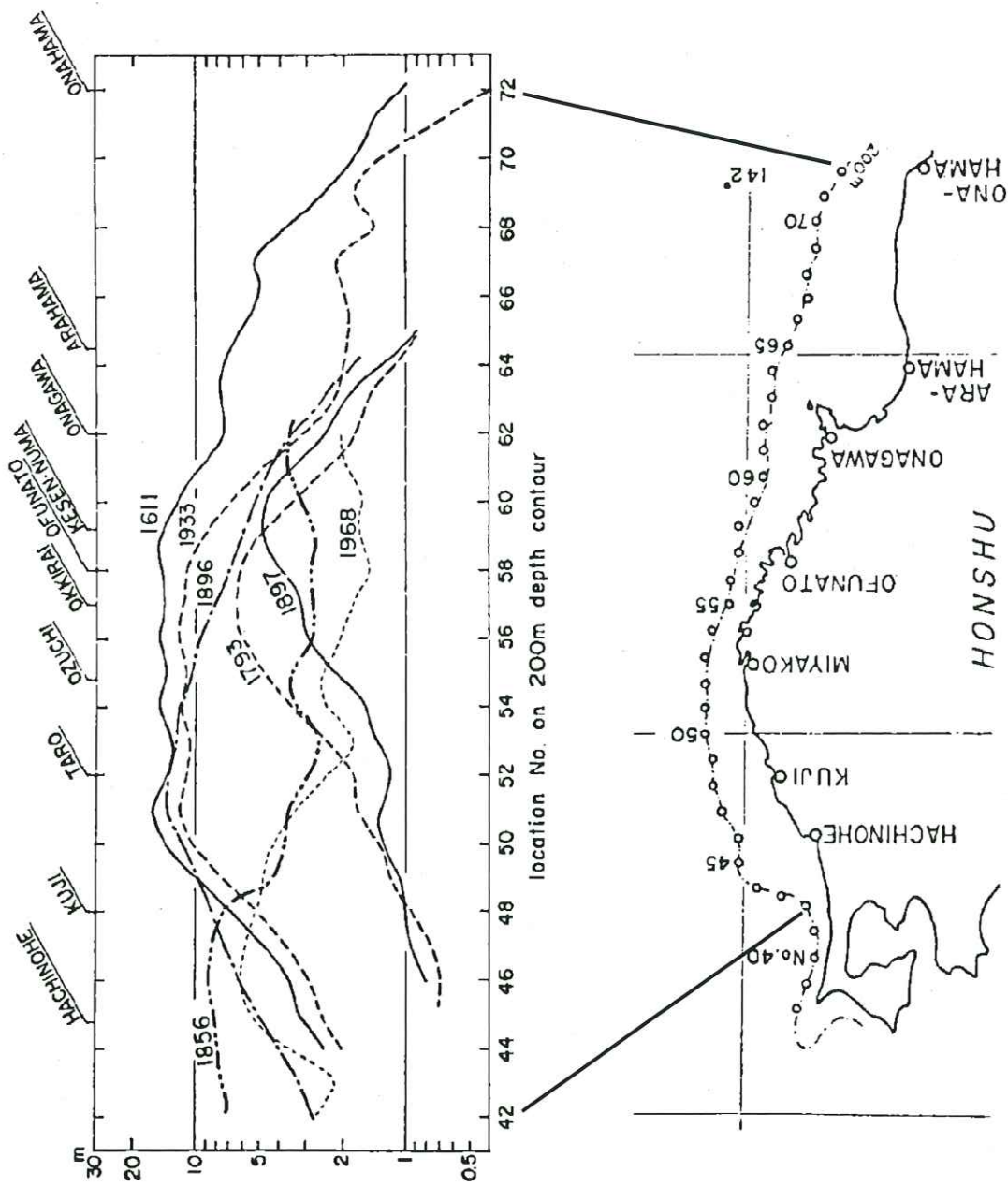






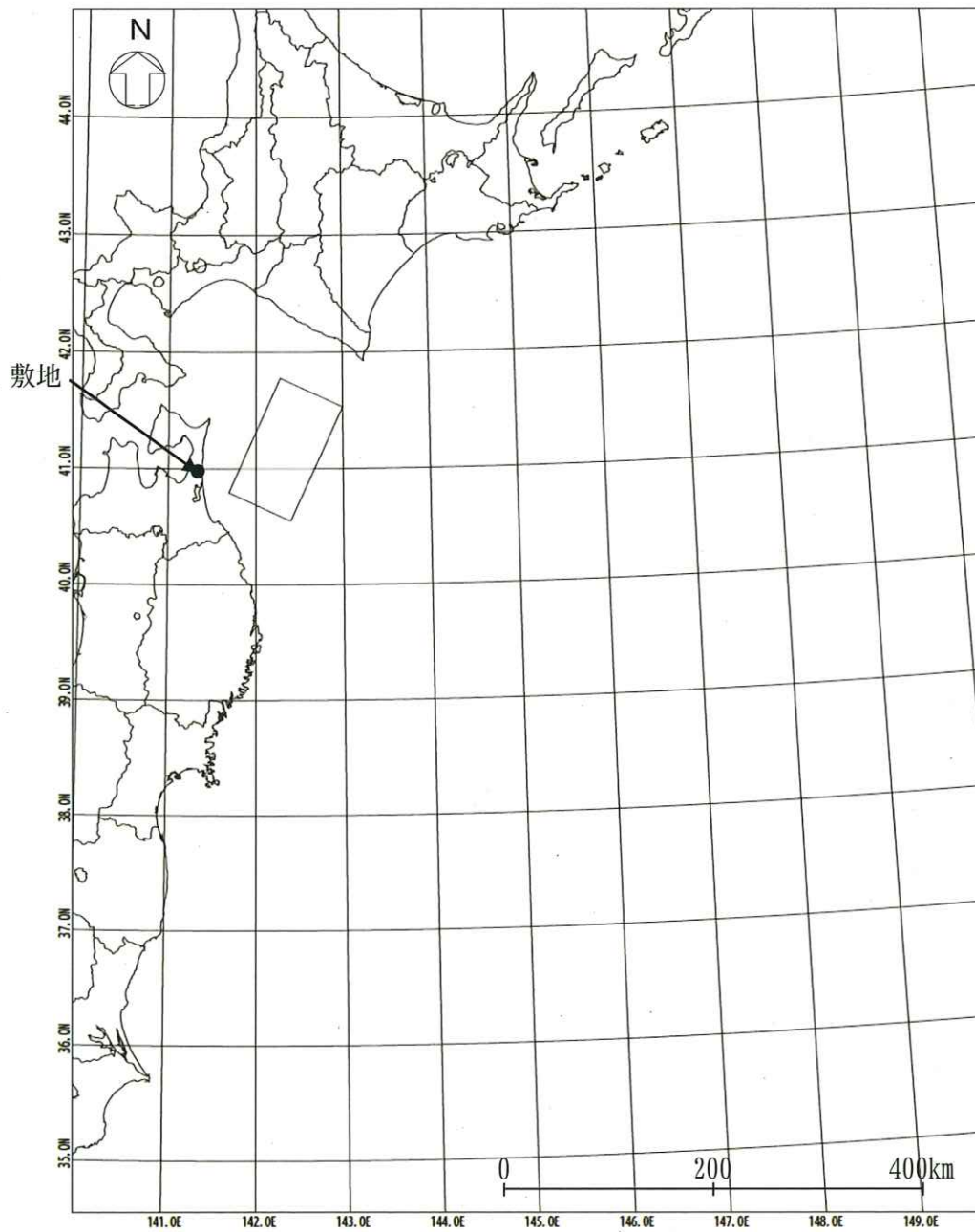
(地震調査委員会 (2012)<sup>(16)</sup> の図に加筆)

第 8.2-2 図 青森県東方沖から三陸沖で発生した津波の推定波源域



(相田 (1977) の図に加筆)

第 8.2-3 図 既往津波の波高分布比較

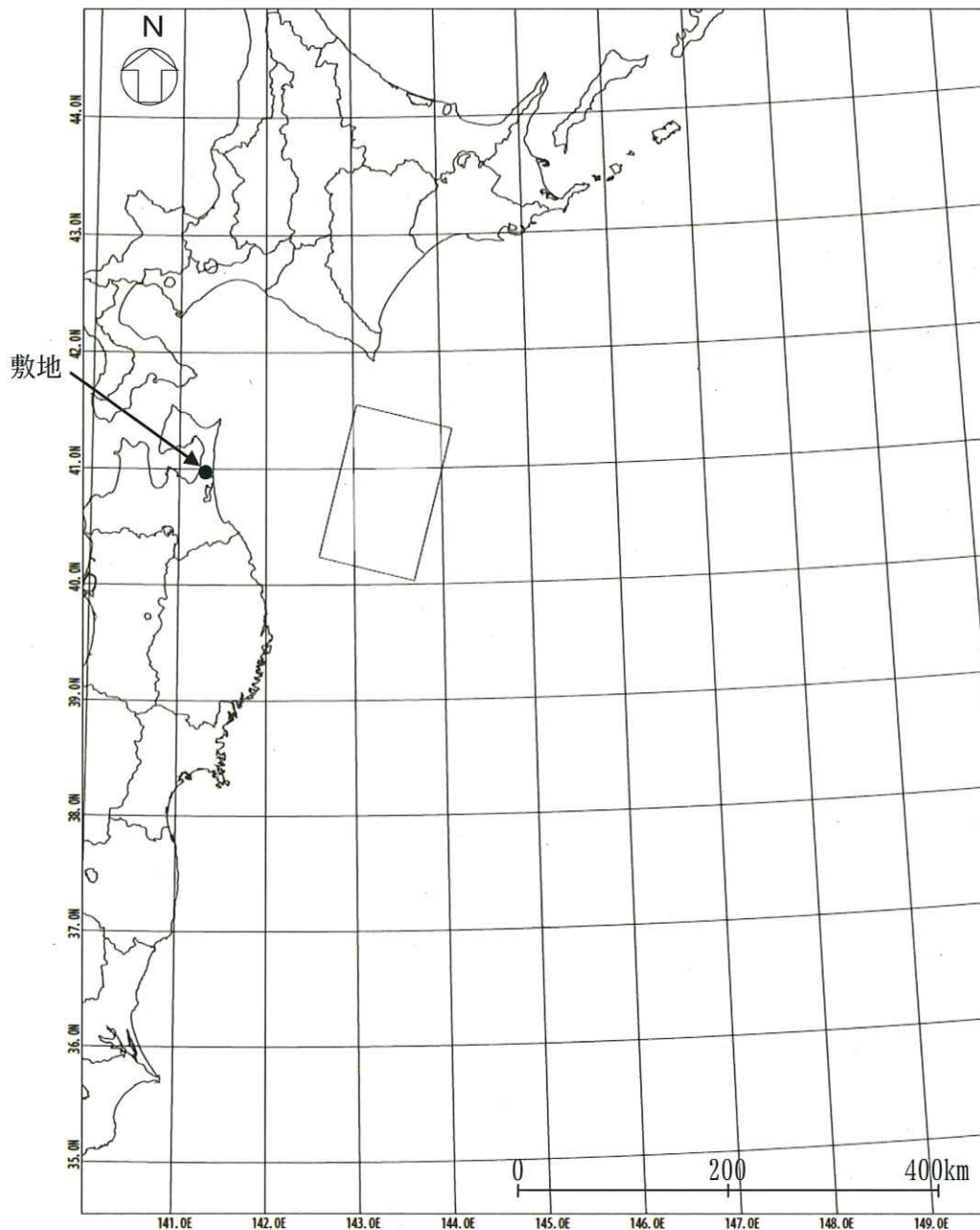


諸元

(土木学会 (2002)<sup>(26)</sup> の諸元を補正)

モーメント マグニチュード $M_w$	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	走向 $\theta$ ( $^{\circ}$ )	上縁深さ $d$ (km)	傾斜角 $\delta$ ( $^{\circ}$ )	すべり角 $\lambda$ ( $^{\circ}$ )	剛性率 $\mu$ ( $N/m^2$ )	すべり量 $D$ (m)
8.32	120	70	205	26	20	90	$5.0 \times 10^{10}$	9.00

第 8.2-4 図(1) 既往津波の再現性の確認に用いた波源モデルの位置及び諸元  
(1856 年の津波)



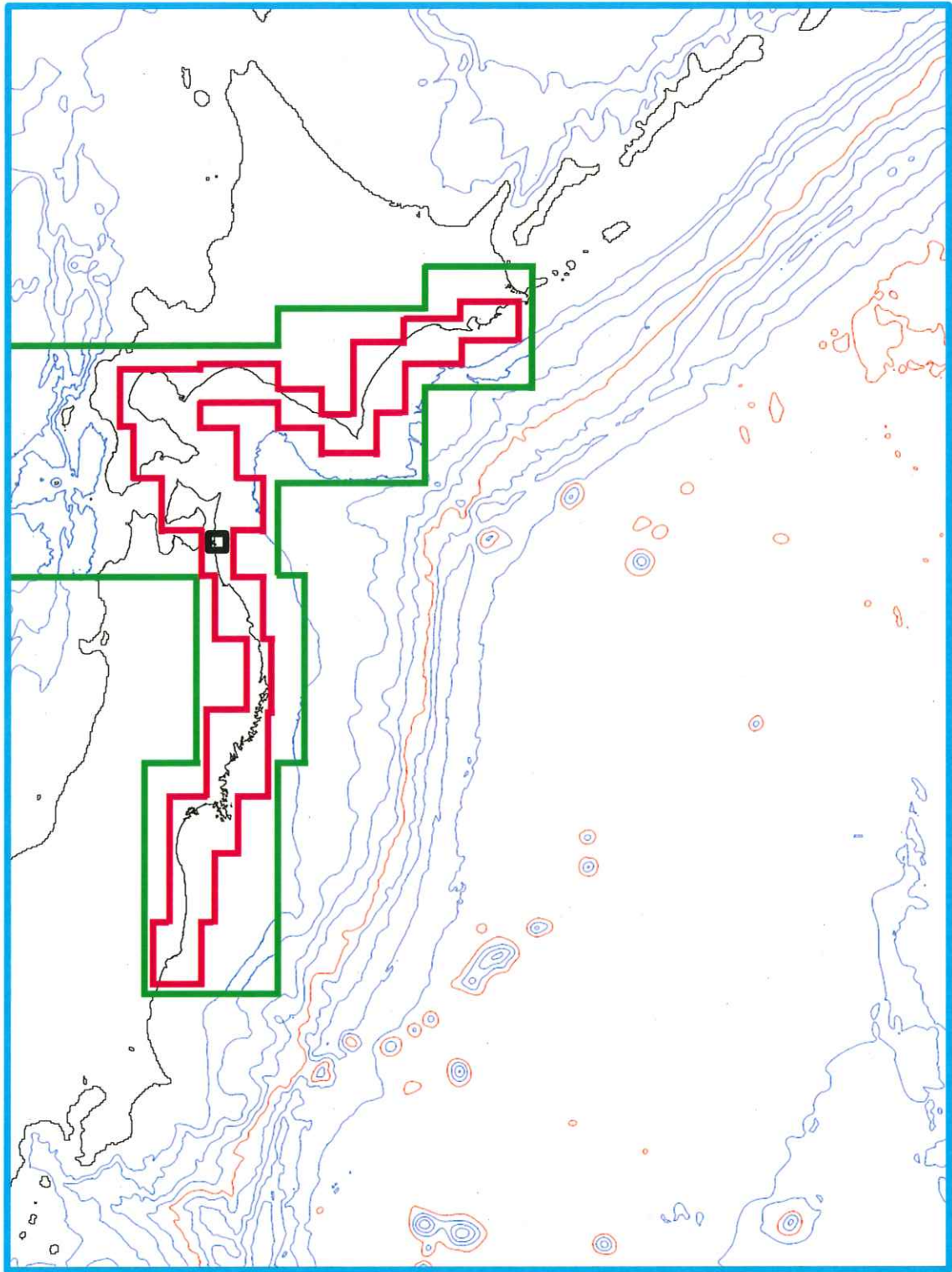
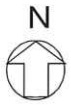
諸元

(土木学会 (2002)<sup>(26)</sup> の諸元を補正)

モーメント マグニチュード $M_w$	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	走向 $\theta$ ( $^{\circ}$ )	上縁深さ $d$ (km)	傾斜角 $\delta$ ( $^{\circ}$ )	すべり角 $\lambda$ ( $^{\circ}$ )	剛性率 $\mu$ ( $N/m^2$ )	すべり量 $D$ (m)
8.36	150	100	195	12	20	76	$5.0 \times 10^{10}$	5.90

第 8.2-4 図(2) 既往津波の再現性の確認に用いた波源モデルの位置及び諸元  
(1968 年十勝沖地震に伴う津波)





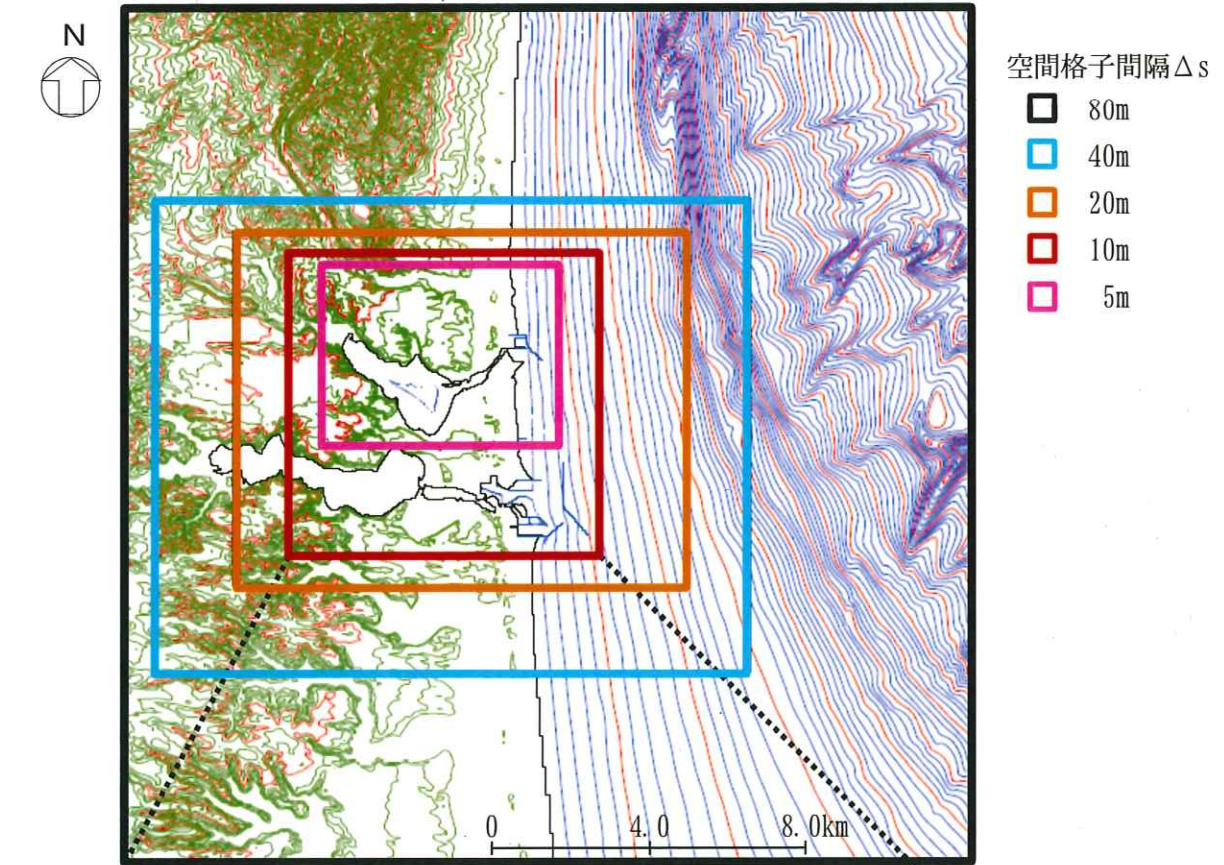
空間格子間隔 $\Delta s$

- 1,440m
- 480m
- 160m
- 80m

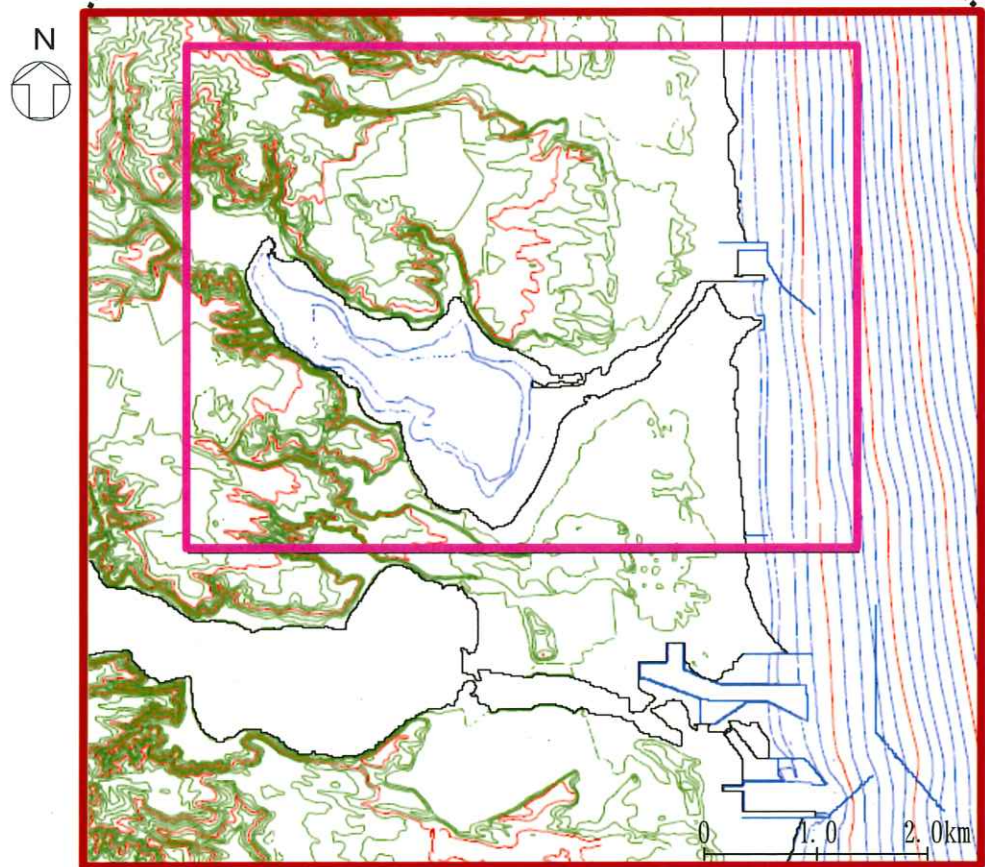
0 200 400km

※コンター線は、1,000m ピッチ

第 8.2-5 図 計算領域とその水深及び格子分割



※コンター線は、陸域10m、海域5mピッチ

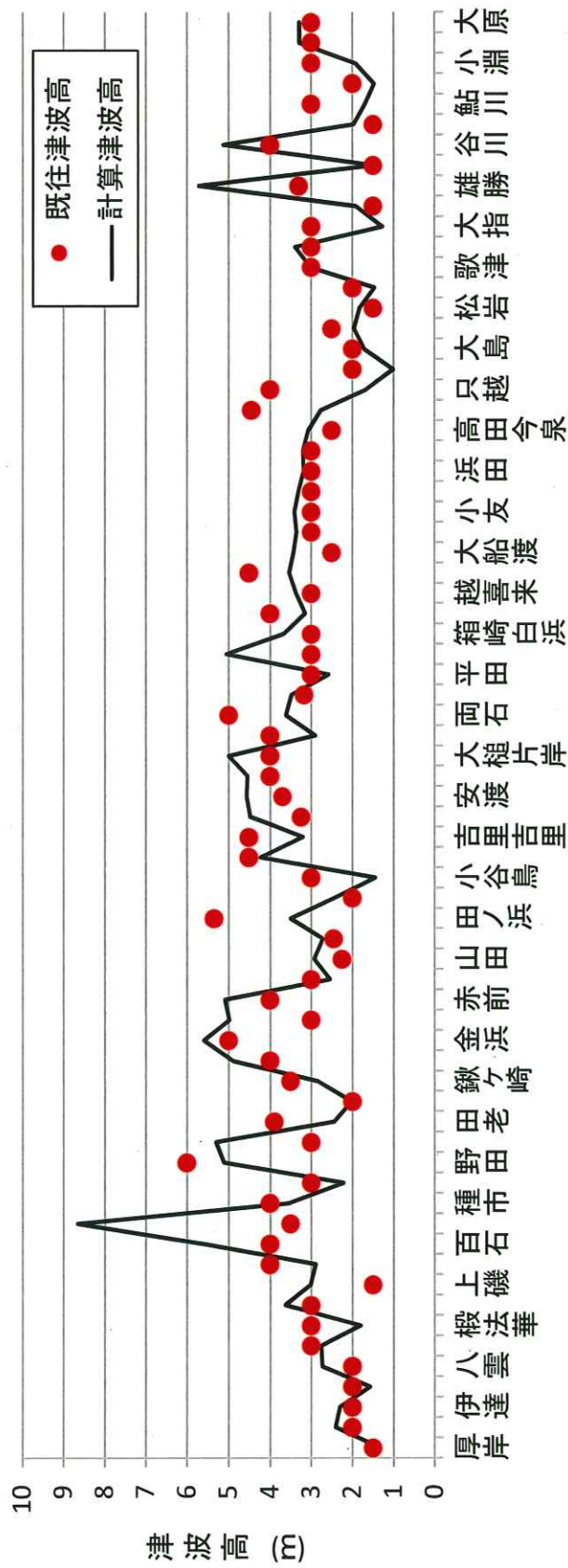


※コンター線は、陸域5m、海域2mピッチ

第8.2-6図 敷地近傍の計算領域とその水深及び格子分割



比較地域	地点数n	K	$\kappa$
厚岸～大原	71	1.01	1.42

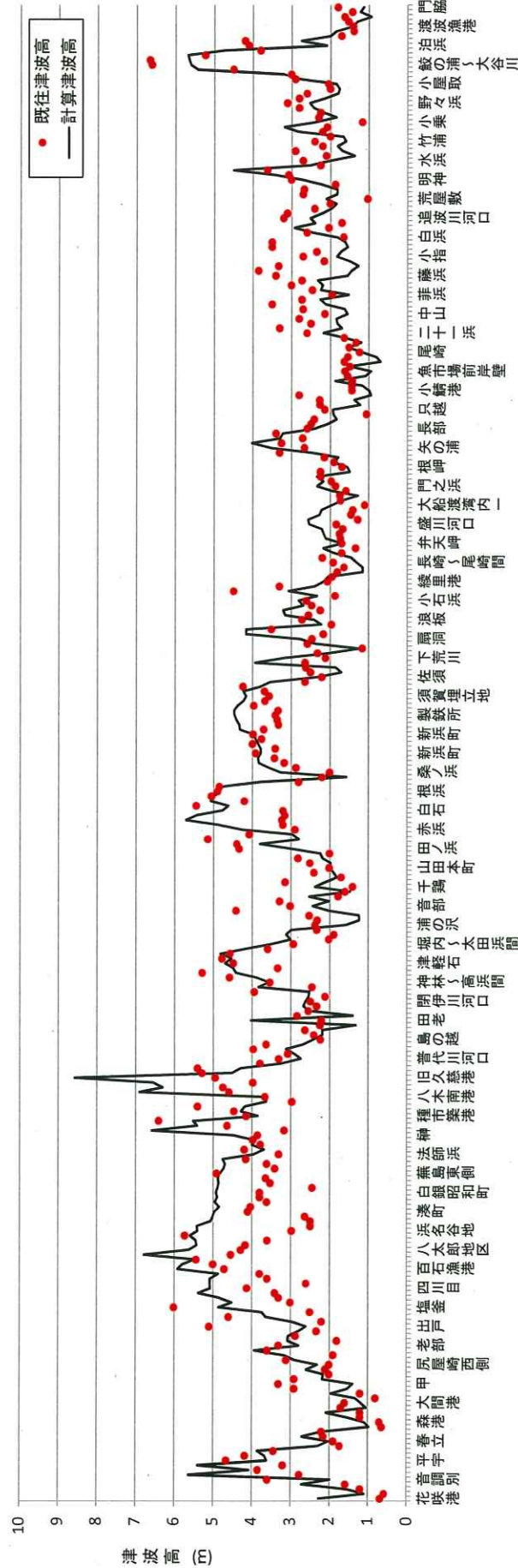


※既往津波高：羽鳥 (2000)<sup>(5)</sup>

第8.2-7 図(1) 既往津波高と数値シミュレーションによる津波高の比較

(1856年の津波)

比較地域	地点数n	K	$\kappa$
花咲港～門脇	313	0.99	1.44

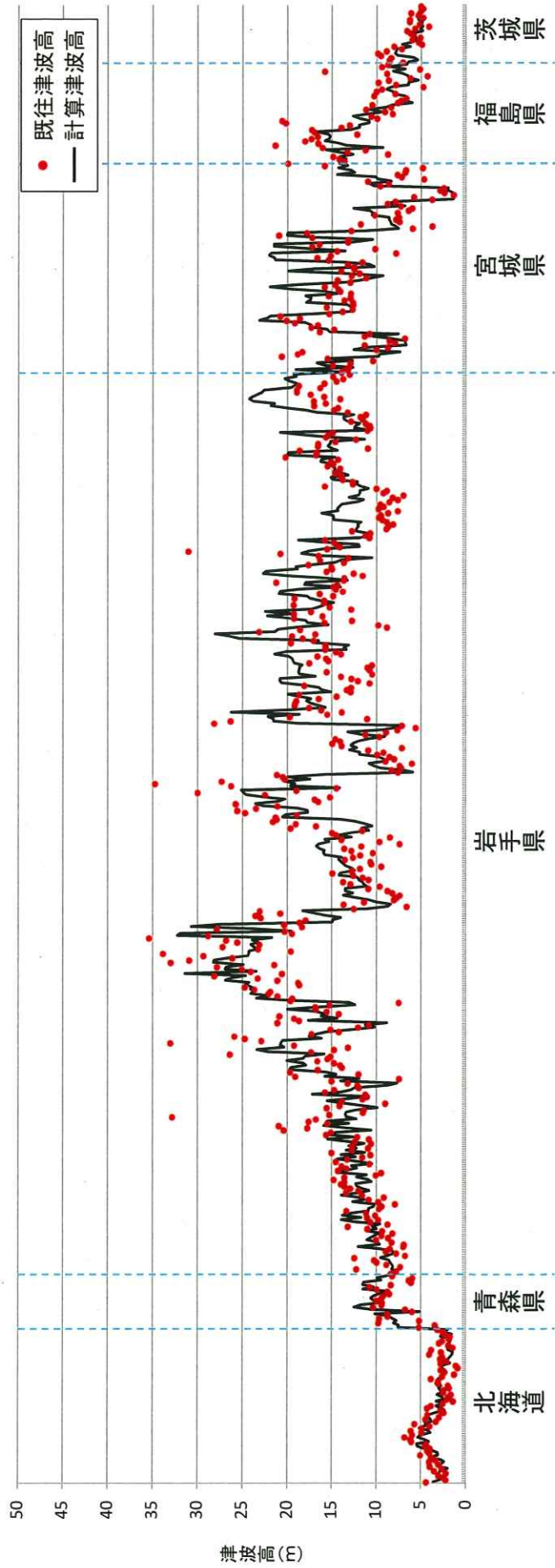


※既往津波高：岸<sup>(11)</sup> (1969)

第 8.2-7 図(2) 既往津波高と数值シミュレーションによる津波高の比較  
(1968 年十勝沖地震に伴う津波)

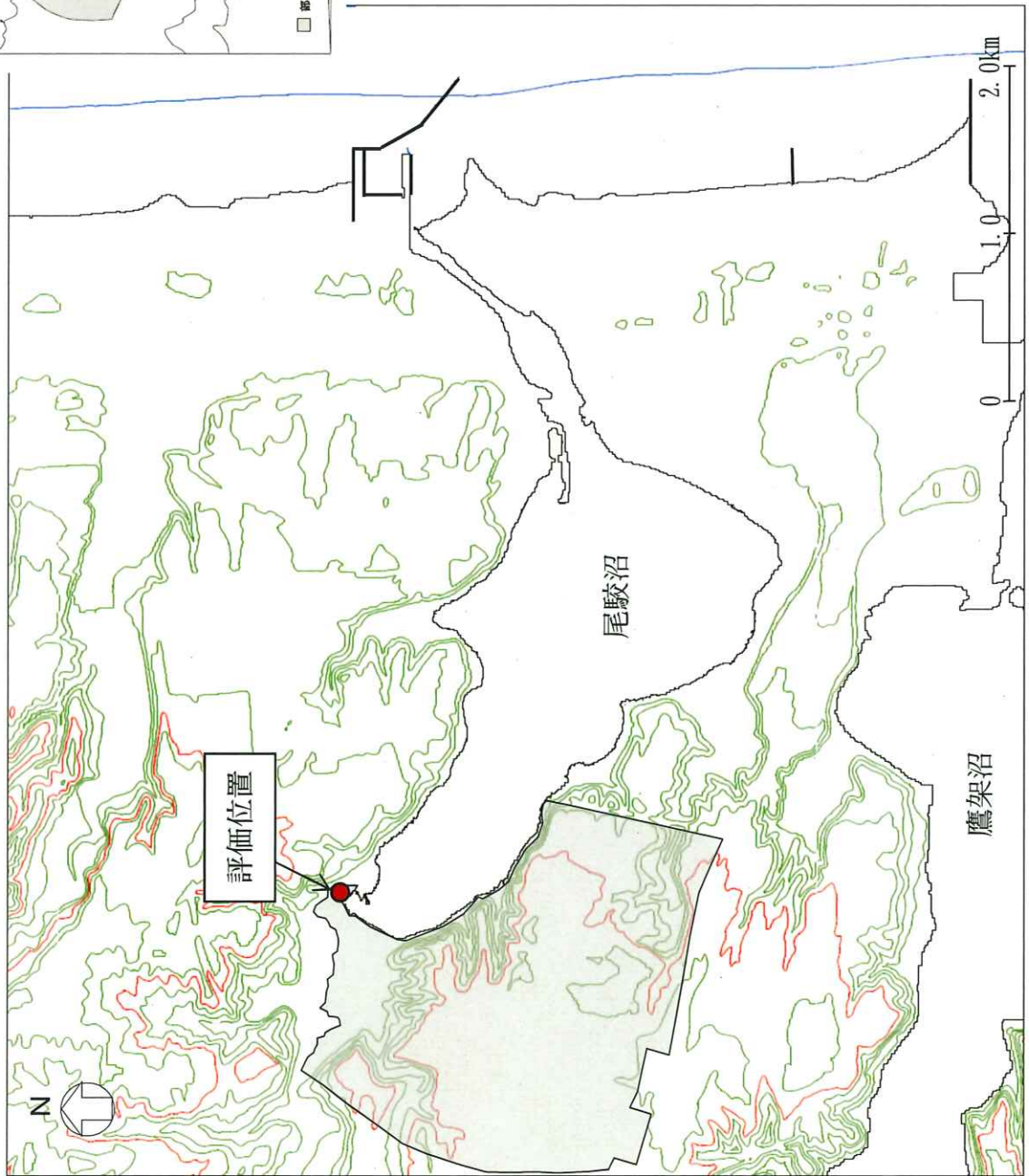
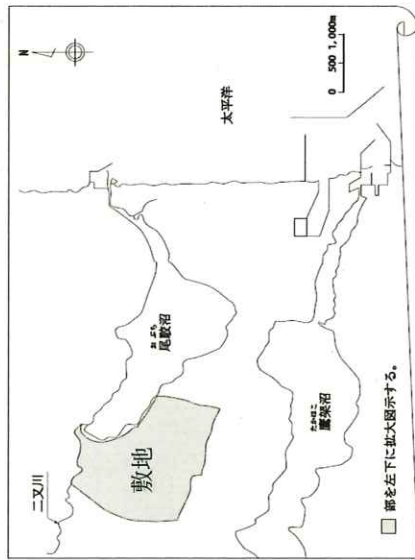


比較地域	地点数n	K	Kc
根室市～日立市	660	0.952	1.36



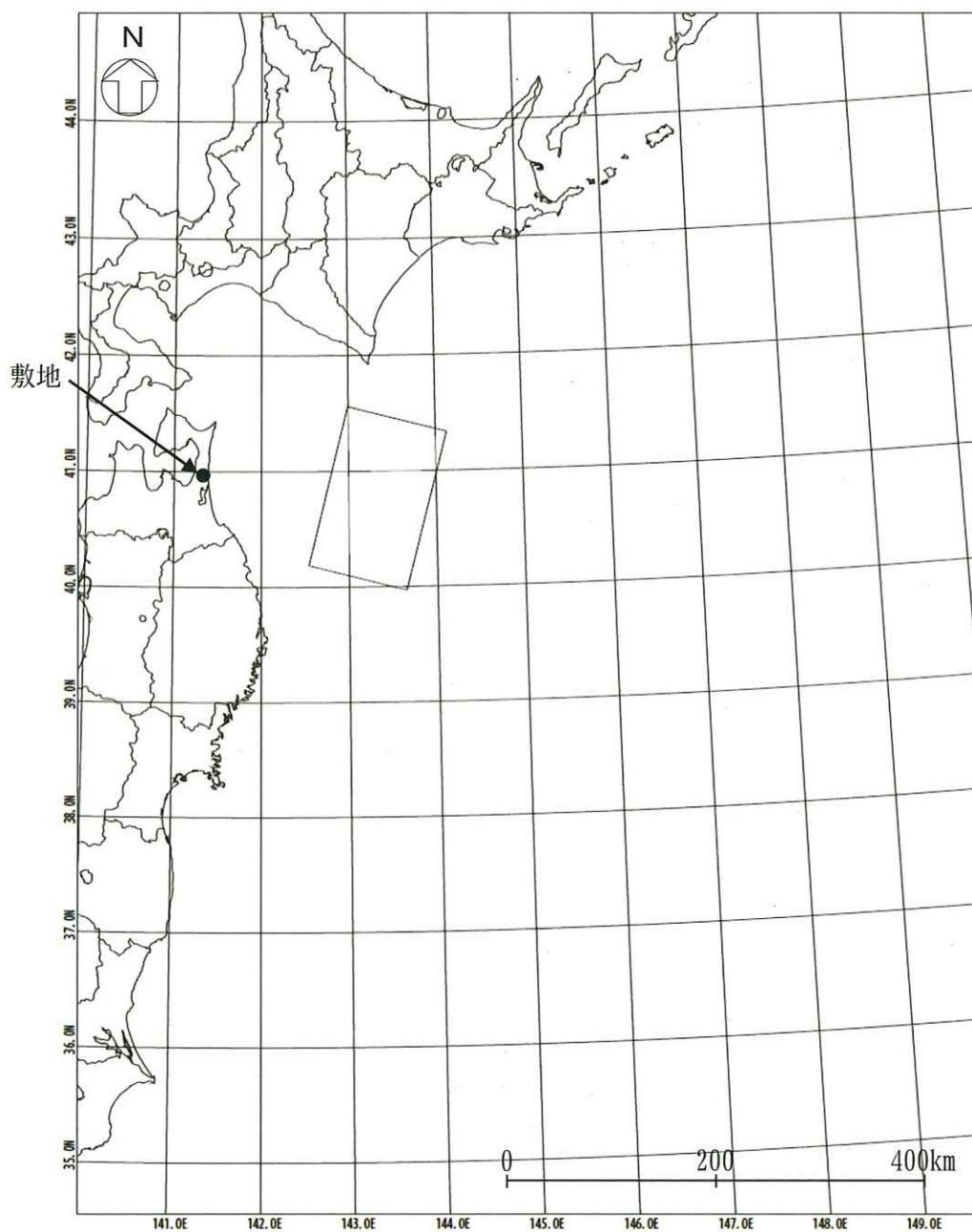
※既往津波高：東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2012)<sup>(13)</sup>

第 8.2-7 図(3) 既往津波高と数値シミュレーションによる津波高の比較  
(2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波)



※コンター線は、10mピッチ

第8.3-1図 津波高の評価位置

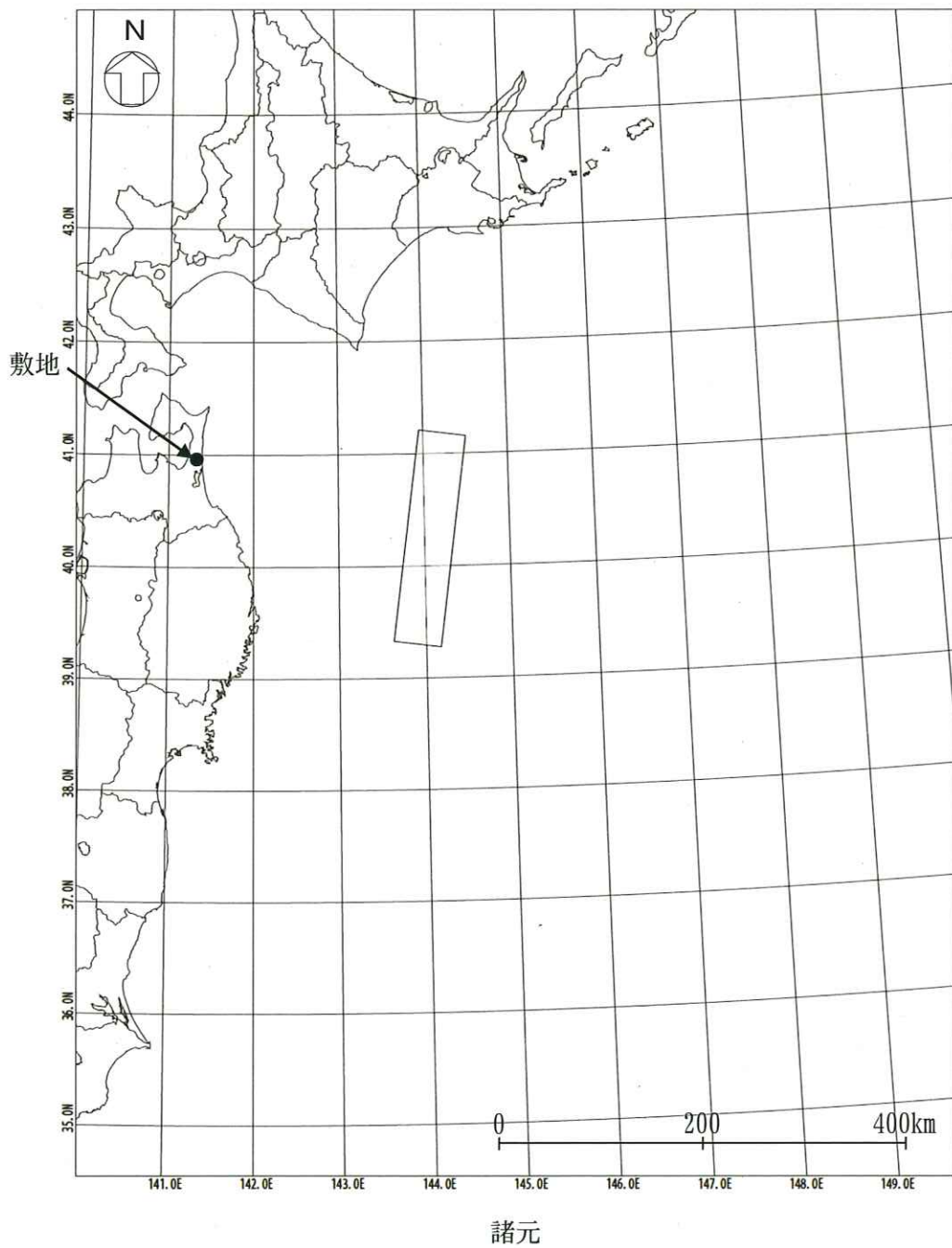


諸元

(第 8.2-4 図(2)に示す波源モデルの諸元を補正)

モーメント マグニチュード $M_w$	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	走向 $\theta$ ( $^{\circ}$ )	上縁深さ $d$ (km)	傾斜角 $\delta$ ( $^{\circ}$ )	すべり角 $\lambda$ ( $^{\circ}$ )	剛性率 $\mu$ ( $N/m^2$ )	すべり量 $D$ (m)
8.4	157	104	195	12	20	76	$5.0 \times 10^{10}$	6.16

第 8.3-2 図 三陸沖北部のプレート間地震の波源モデルの位置及び諸元

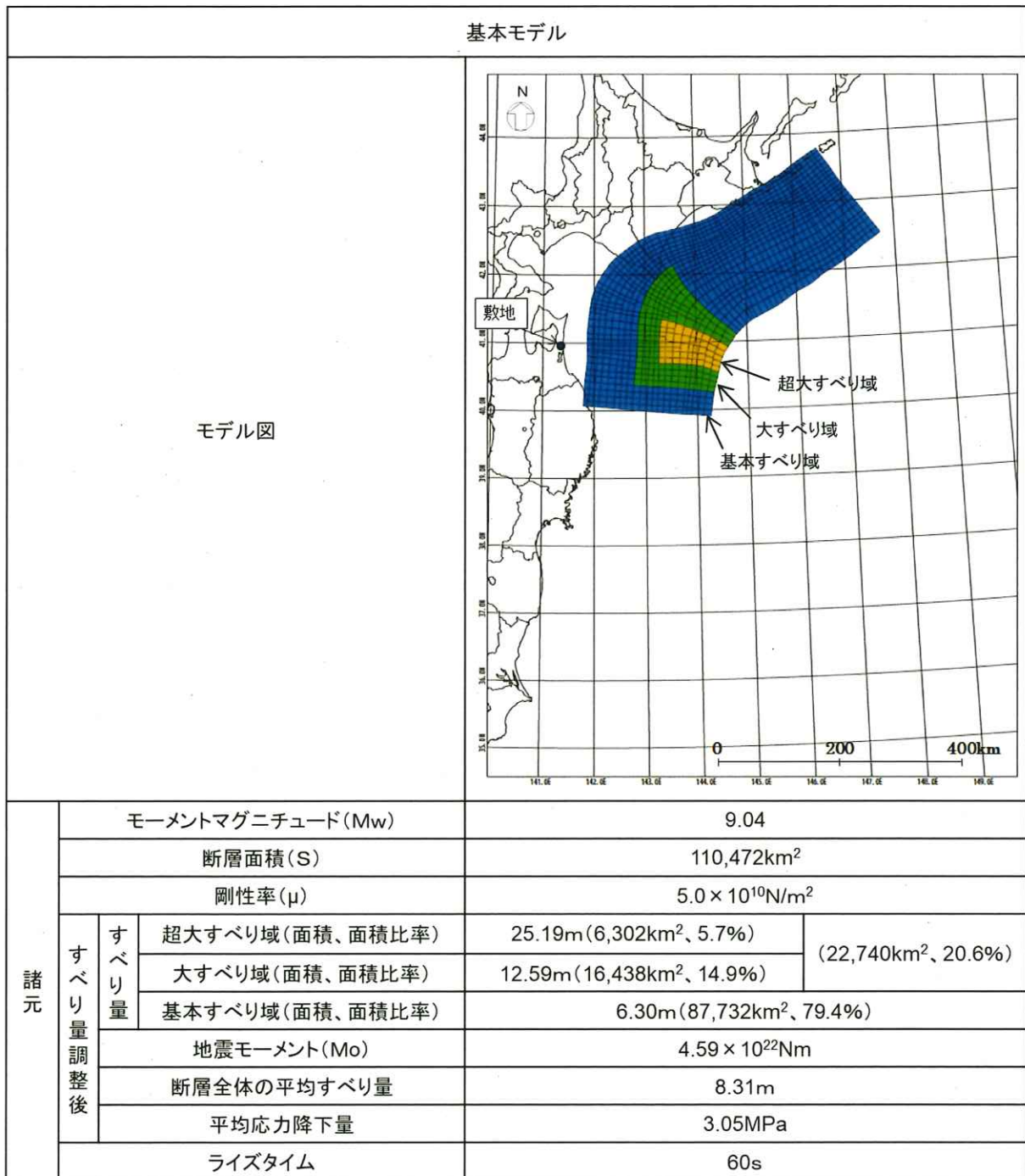


(土木学会 (2002)<sup>(26)</sup> の諸元)

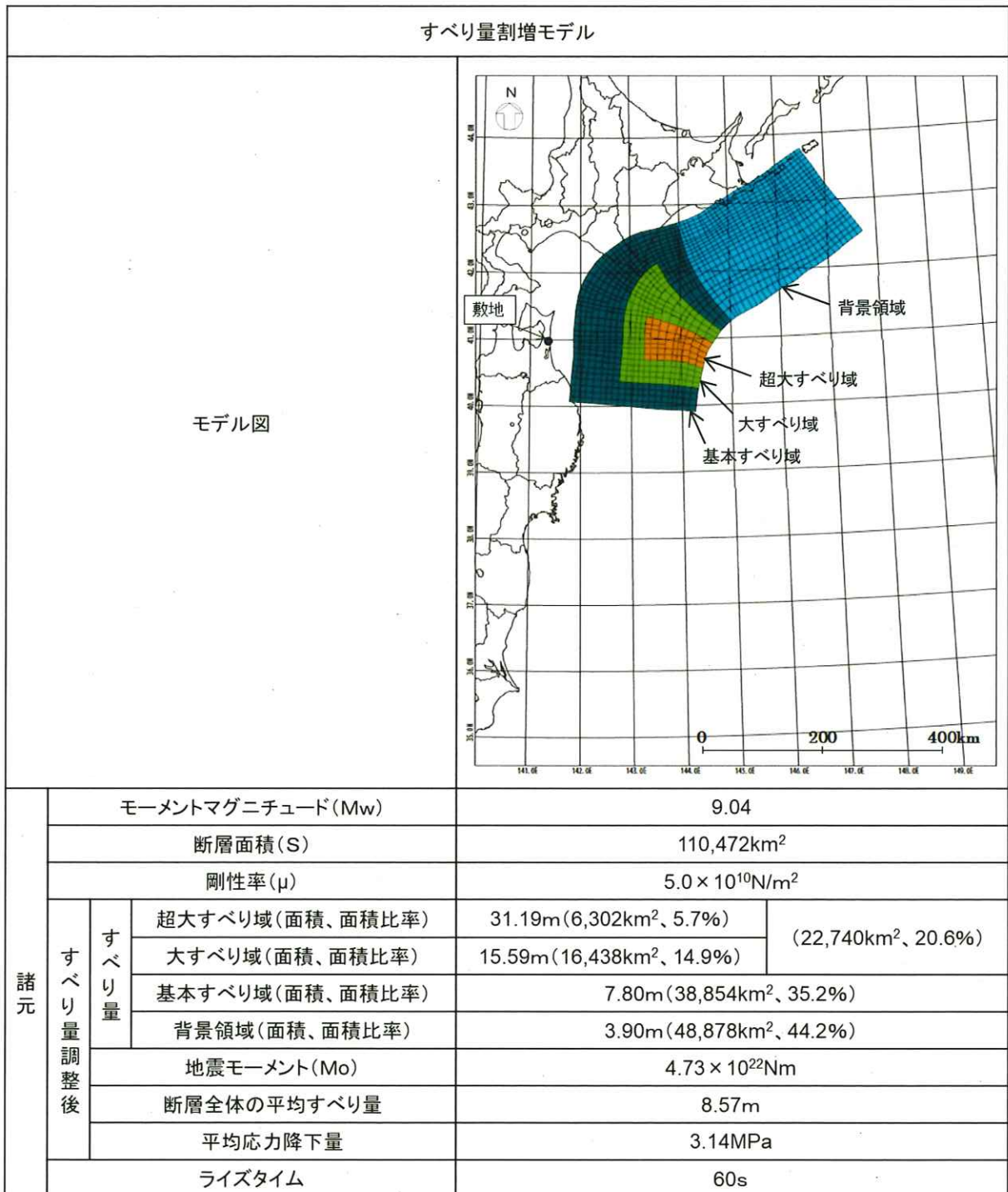
モーメント マグニチュード $M_w$	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	走向 $\theta$ ( $^{\circ}$ )	上縁深さ $d$ (km)	傾斜角 $\delta$ ( $^{\circ}$ )	すべり角 $\lambda$ ( $^{\circ}$ )	剛性率 $\mu$ ( $N/m^2$ )	すべり量 $D$ (m)
8.3	210	50	188	1	20	75	$3.5 \times 10^{10}$	9.70

第 8.3-3 図 津波地震の波源モデルの位置及び諸元

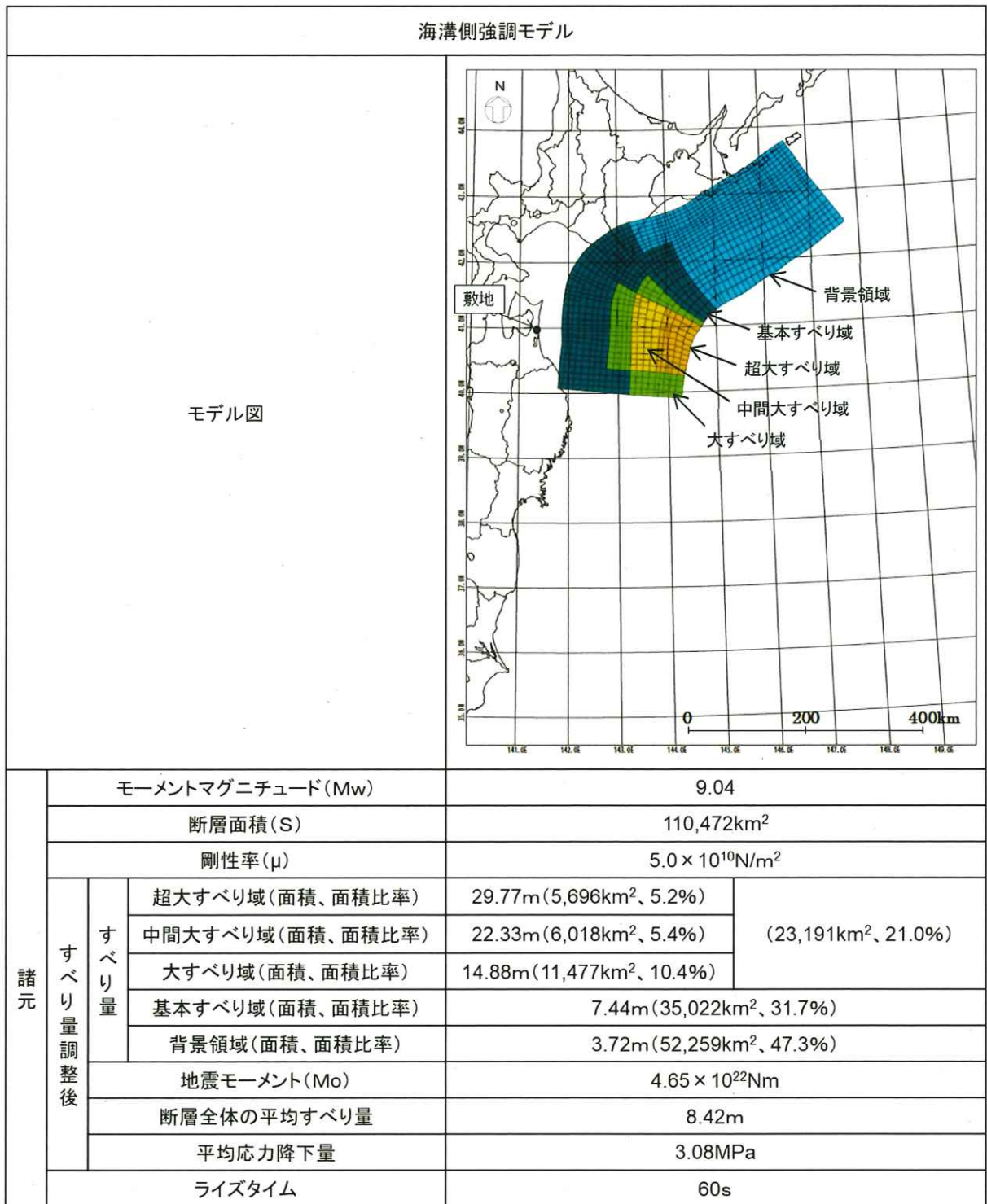




第 8.3-4 図 北方への連動型地震の波源モデルの位置及び諸元  
(基本モデル)



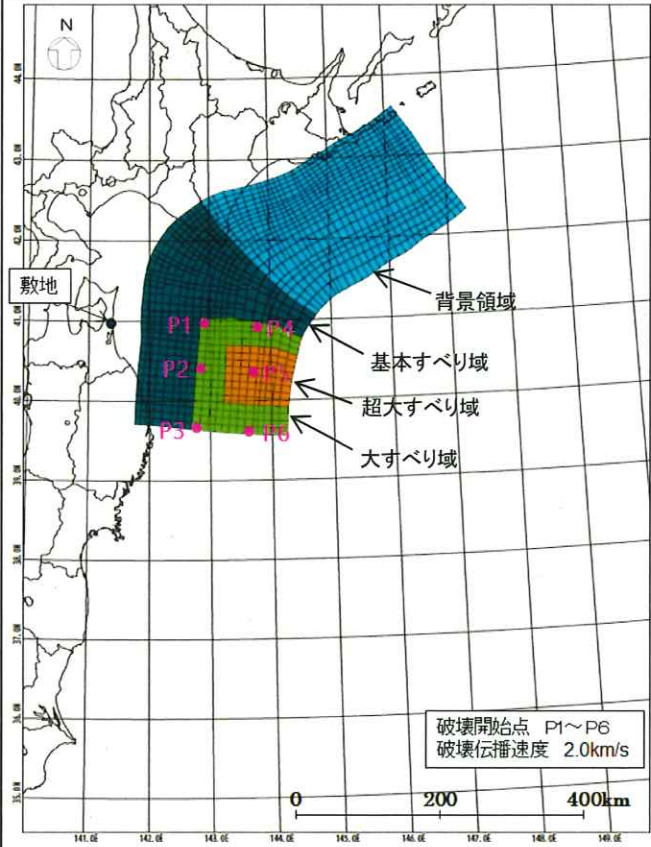
第 8.3-5 図(1) 北方への連動型地震の波源モデルの位置及び諸元  
(すべり量割増モデル)



第 8.3-5 図(2) 北方への連動型地震の波源モデルの位置及び諸元  
(海溝側強調モデル)

破壊開始点の不確かさ検討モデル

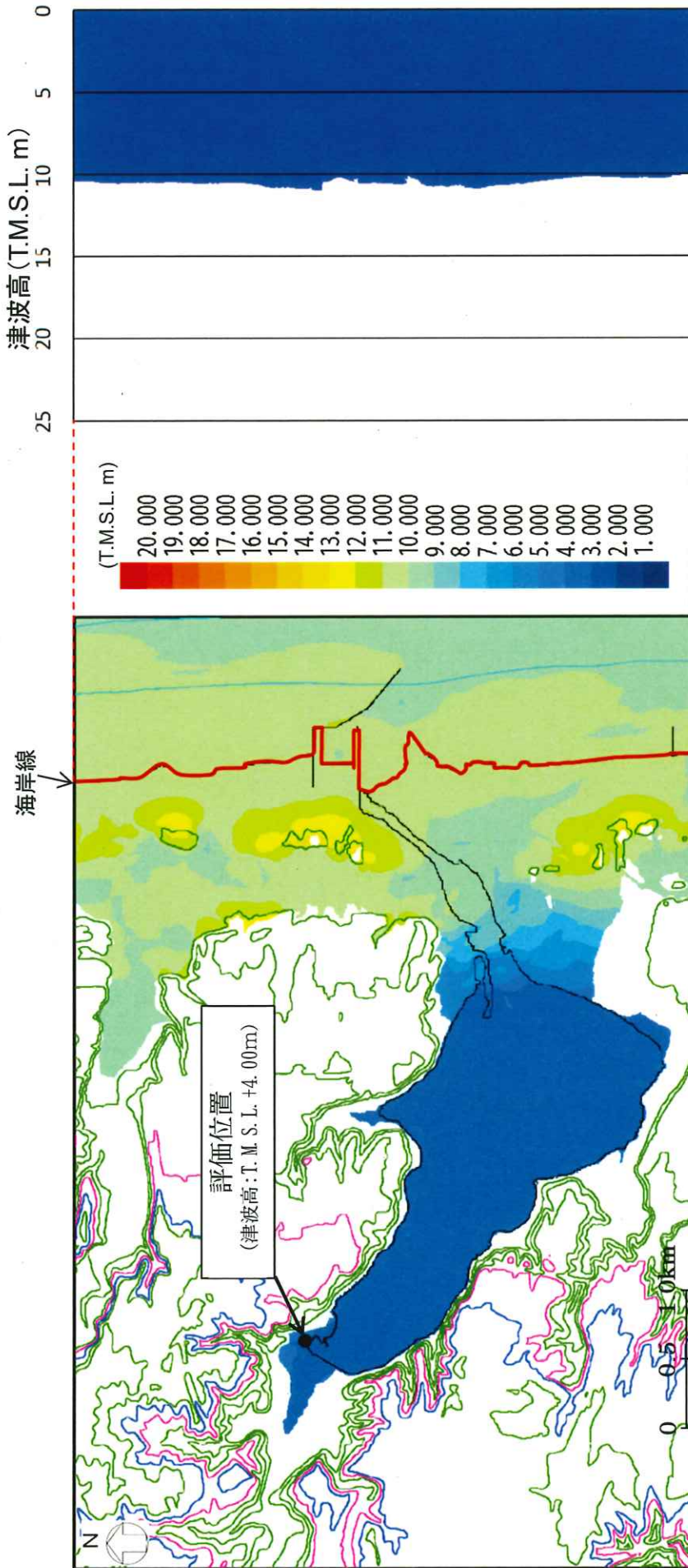
モデル図



諸元		モーメントマグニチュード(Mw)		9.04		
		断層面積(S)		112,309km <sup>2</sup>		
		剛性率(μ)		5.0 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>		
		すべり量調整後	すべり量	超次すべり域(面積、面積比率)	31.19m(7,530km <sup>2</sup> 、6.7%)	(20,968km <sup>2</sup> 、18.7%)
				大すべり域(面積、面積比率)	15.59m(13,438km <sup>2</sup> 、12.0%)	
			基本すべり域(面積、面積比率)	7.80m(36,623km <sup>2</sup> 、32.6%)		
			背景領域(面積、面積比率)	3.90m(54,718km <sup>2</sup> 、48.7%)		
		地震モーメント(Mo)		4.72 × 10 <sup>22</sup> Nm		
		断層全体の平均すべり量		8.40m		
		平均応力降下量		3.05MPa		
ライズタイム		60s				

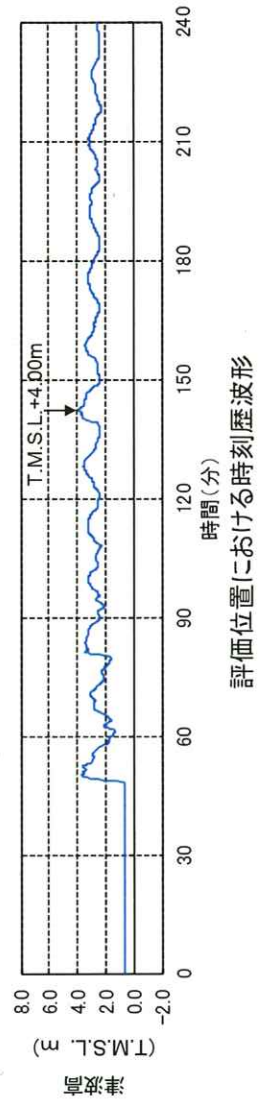
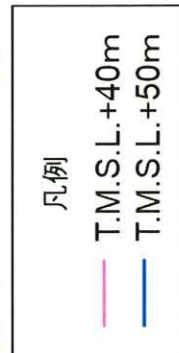
第 8.3-6 図 破壊開始点の位置





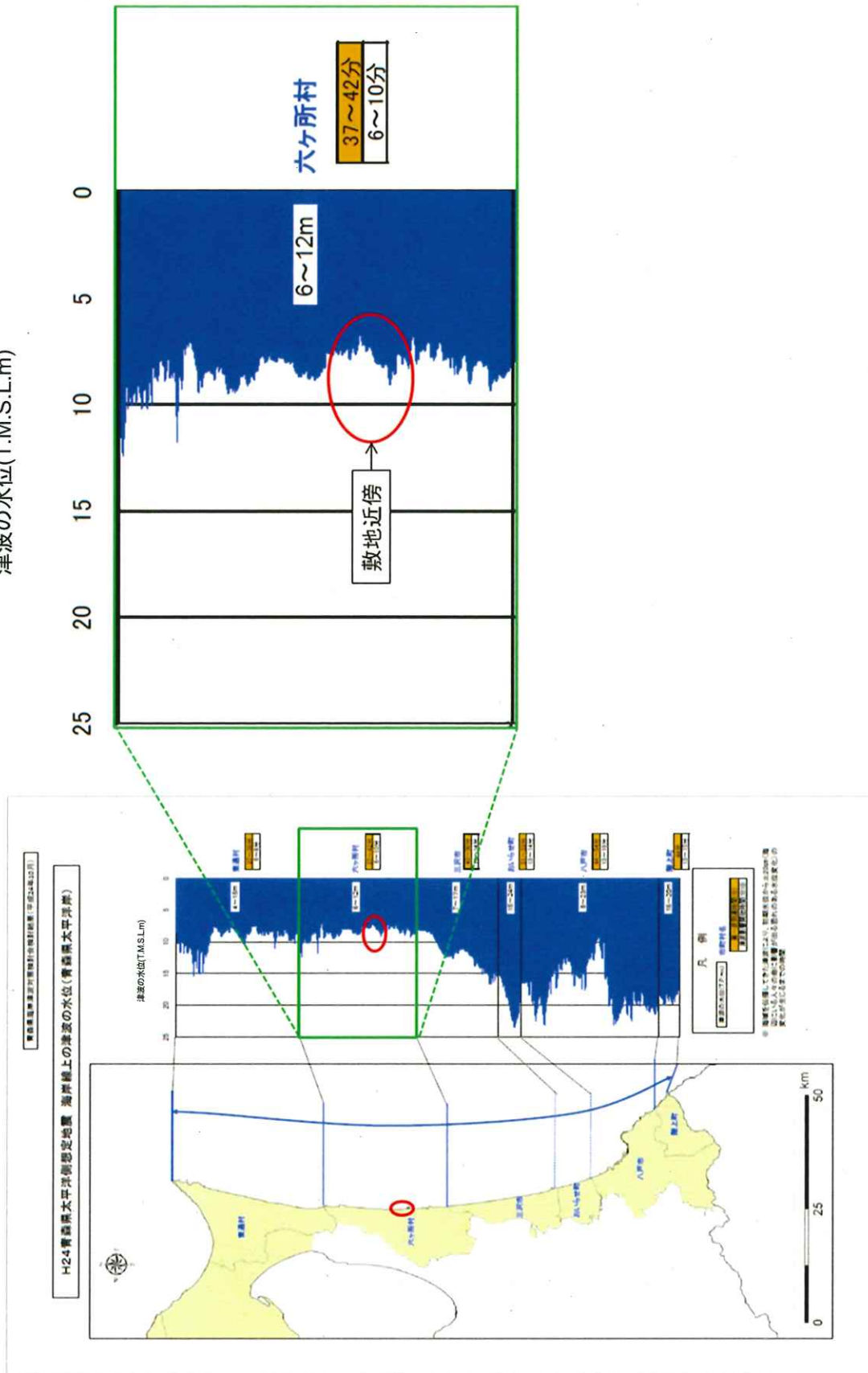
※コンター線は10mピッチ

津波高分布図



第8.3-7図 北方への連動型地震に起因する津波の最大ケースの津波高分布

津波の水位(T.M.S.L.m)

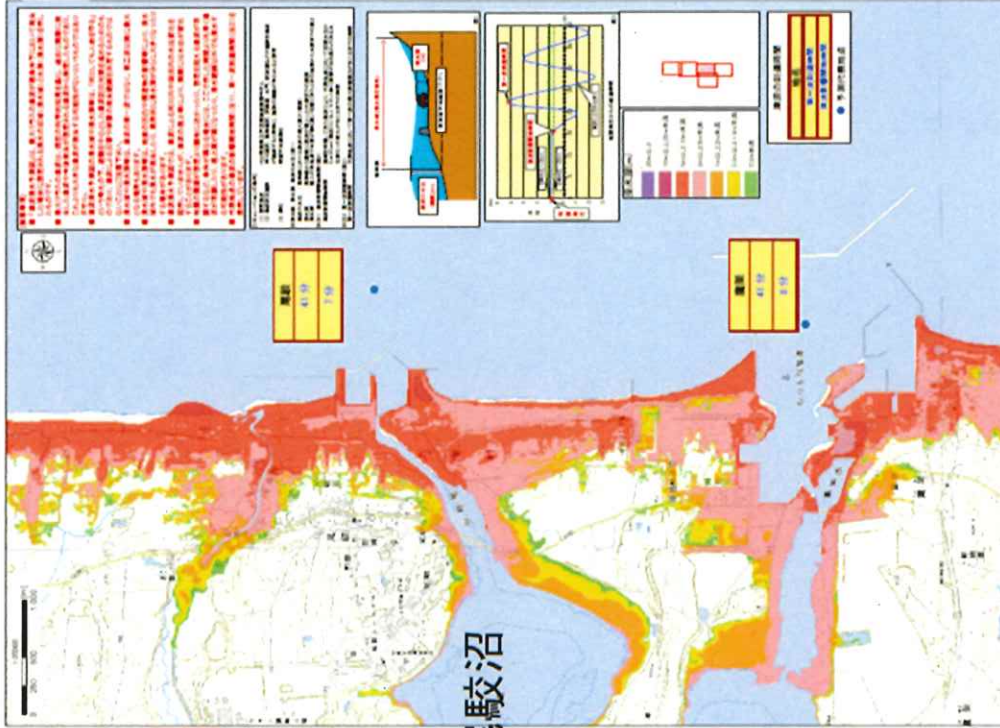


青森県海岸津波対策検討会 (2012)<sup>(3.5)</sup> より抜粋・一部加筆

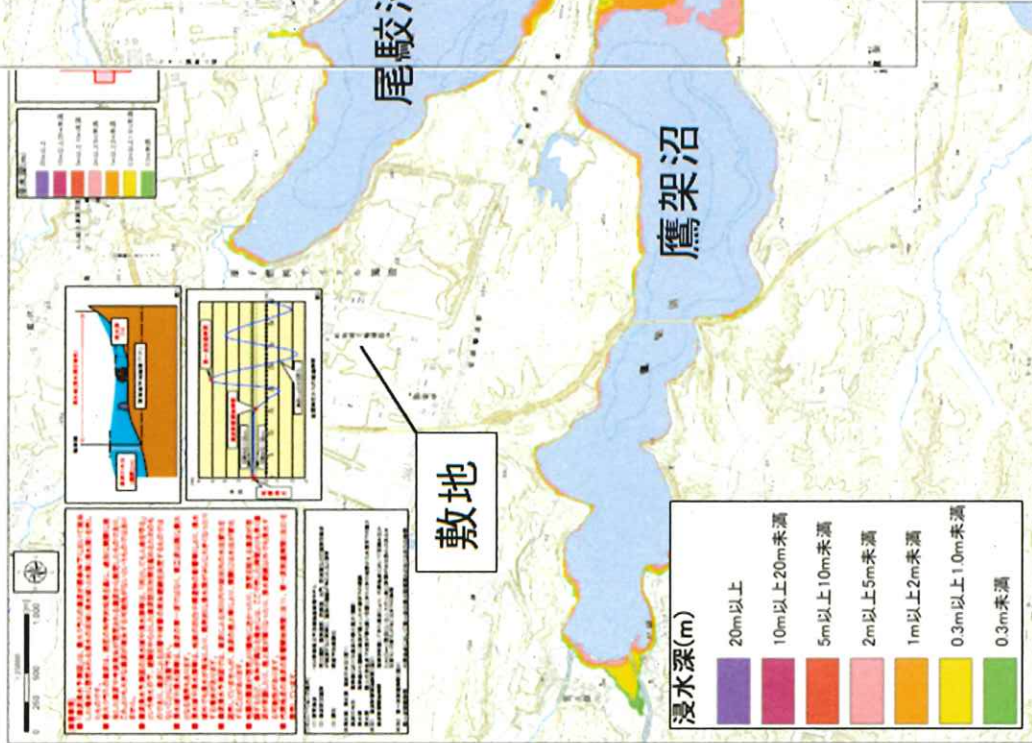
第 8.3-8 図 青森県海岸津波対策検討会 (2012)<sup>(3.5)</sup> の検討結果 (海岸線上の津波の水位)



青森県津波浸水予測図 (六ヶ所村 4/5)



青森県津波浸水予測図 (六ヶ所村 3/5)

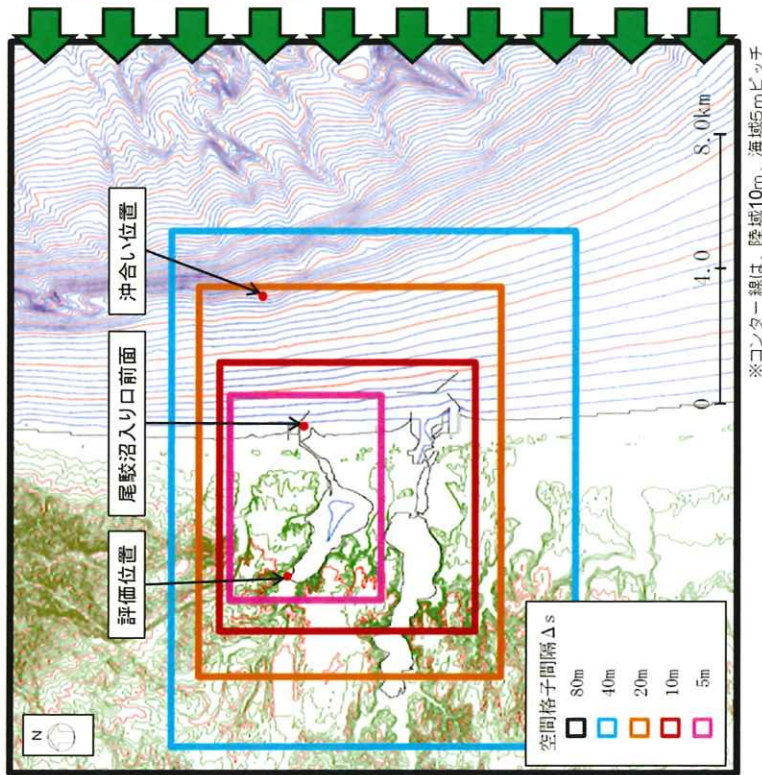


青森県海岸津波対策検討会 (2012)<sup>(3.5)</sup> より抜粋・一部加筆

浸水予測図

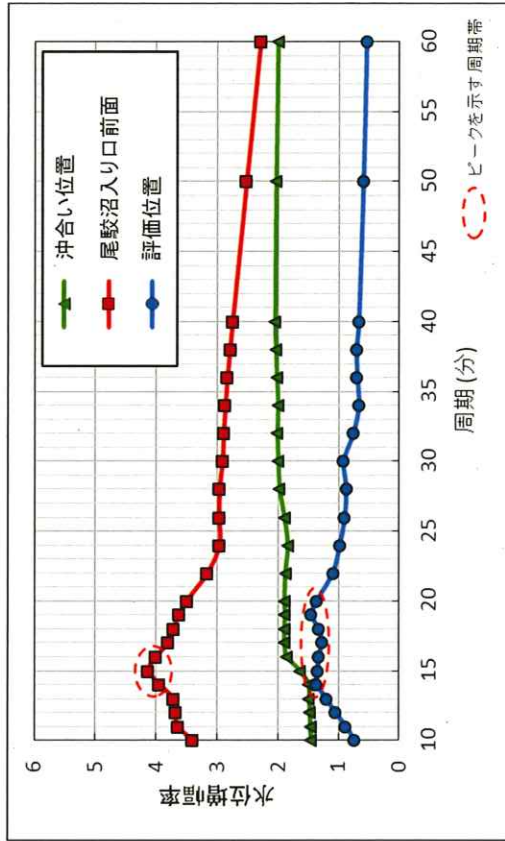
第 8.3-9 図 青森県海岸津波対策検討会 (2012)<sup>(3.5)</sup> の検討結果 (浸水予測図)

周期を変化させた正弦波を入力

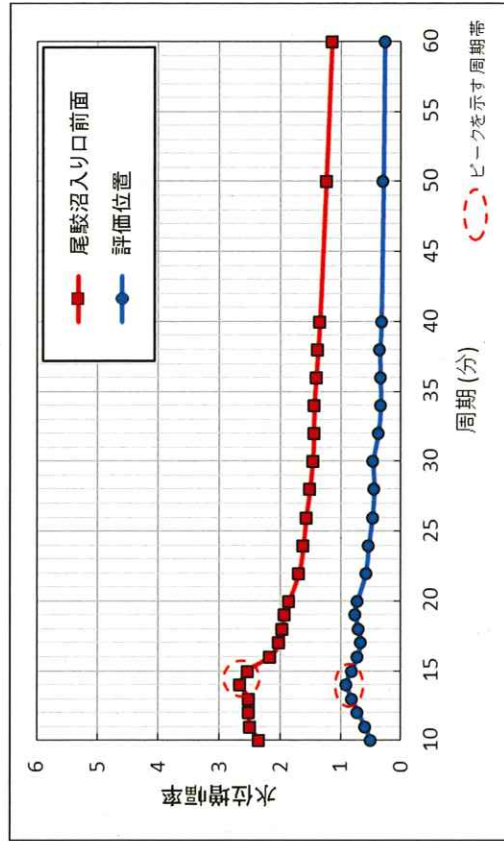


主な条件

正弦波の波長	3波長
正弦波の振幅	1m
正弦波の周期	10分から20分まで1分ピッチ, 20分から40分まで2分ピッチ, 50分, 60分のケースとした。
潮位条件	T. M. S. L. ±0.0m
時間格子間隔: $\Delta t$ (s)	0.1



入力波に対する水位増幅率

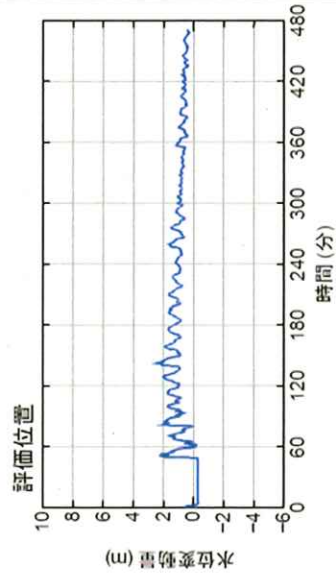
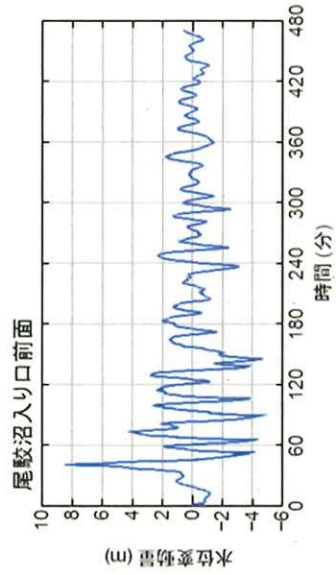
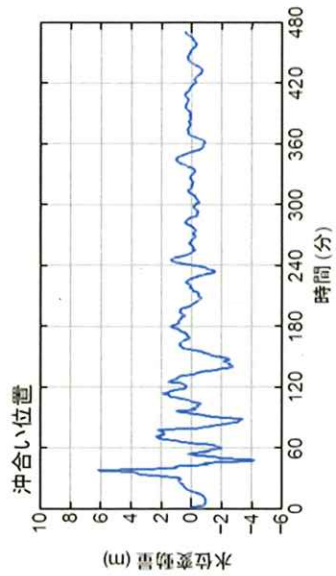


沖合い位置に対する水位増幅率

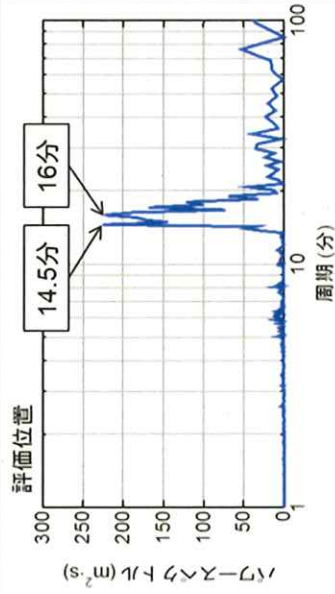
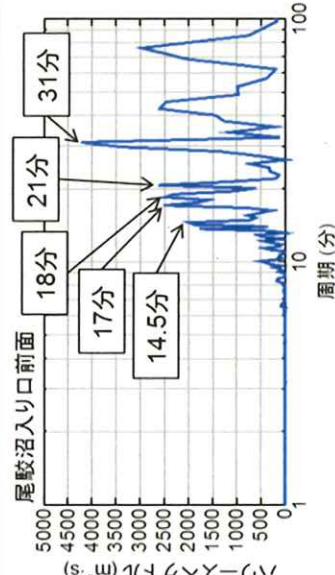
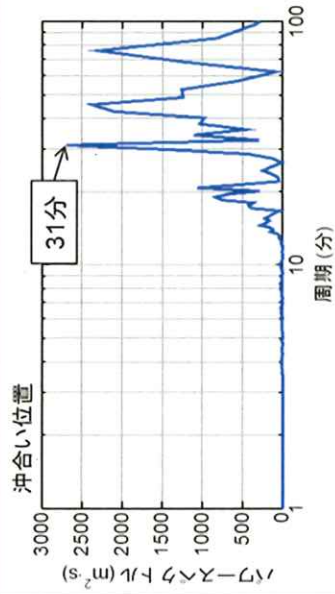
第 8.3-10 図 正弦波入力による検討結果



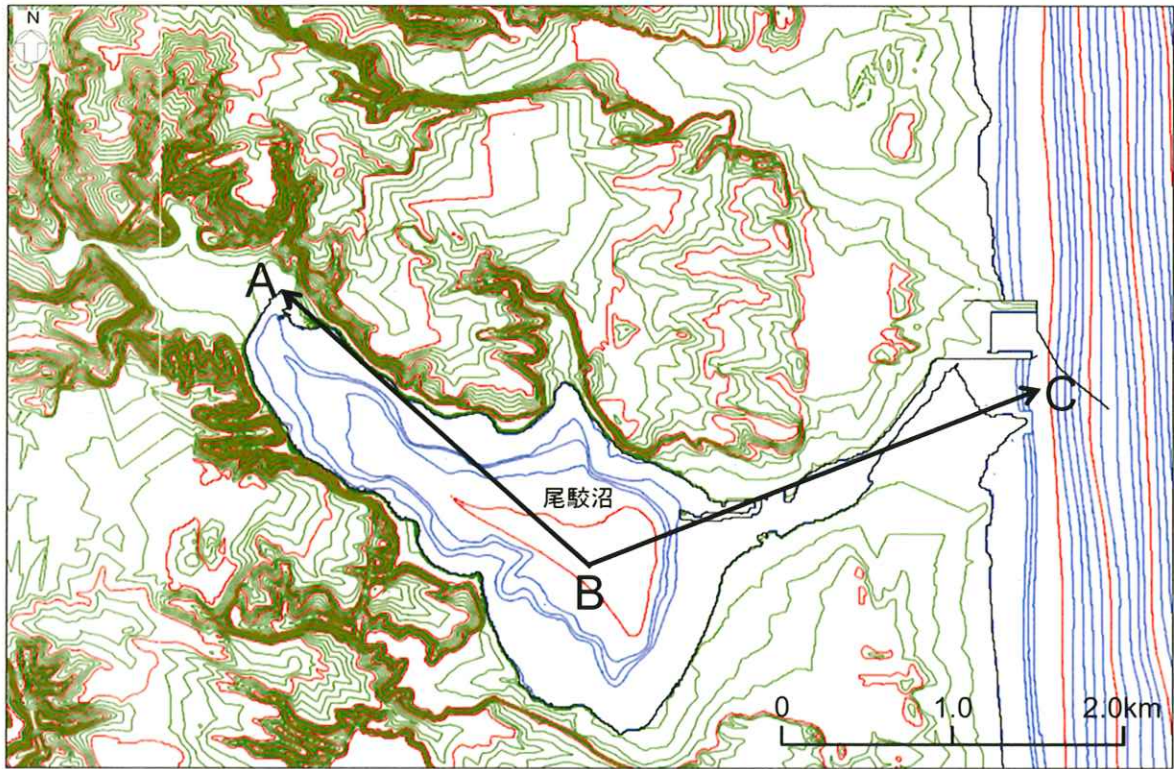
水位変動量時刻歴波形



周波数分析結果



第 8.3-11 図 周波数分析結果



※コンター線は、陸域2m、海域1mピッチ

(47)  
土木学会(2016)による格子間隔の設定

✓ 湾内平均波長:  $L_v = T \cdot (g \cdot h / 2)^{1/2}$

✓ 湾中央部より奥の平均波長:  $L_o = T \cdot (g \cdot h / 4)^{1/2}$

$T$ : 入力波周期 (s)、 $g$ : 重力加速度、  
 $h$ : 湾口水深 (m)、 $l$ : 湾口～湾奥の距離 (m)

区分	湾口～湾奥距離 $l$ と湾内平均波長 $L_v$ との関係	格子間隔 $\Delta x$ の目安
湾口～湾中央部	—	$L_v$ の 1/40 程度
湾奥	$L_v/l < 6$	$L_o$ の 1/100 以下
	$6 \leq L_v/l < 10$	$L_o$ の 1/50 程度
	$10 \leq L_v/l$	$L_o$ の 1/40 程度

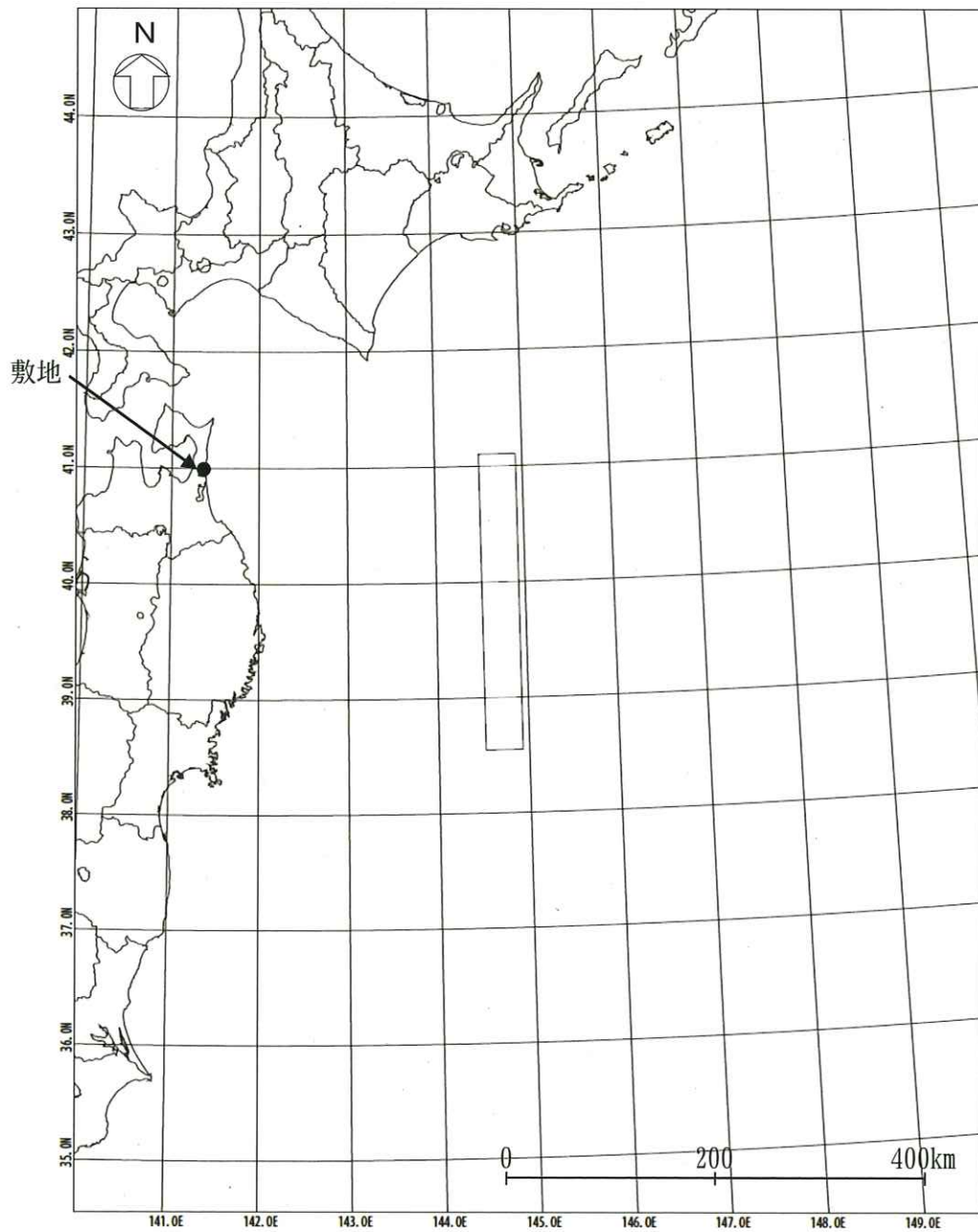
検討結果

$T(s)$	900
$h(m)$	5
$l(m)$ (A~B~C)	5,300
$L_v(m)$	4,455
$L_o(m)$	3,150
$L_v/l$	0.8
湾奥の $\Delta x(m)$	31
湾口～湾中央部の $\Delta x(m)$	111

土木学会 (2016)<sup>(47)</sup> により算定される格子間隔の目安は、尾駮沼奥で 31m 以下、尾駮沼入り口～尾駮沼中央部で 111m 程度である。一方、当該領域の格子間隔は 5 m に設定している。

第 8.3-12 図 格子間隔の妥当性に係る検討結果



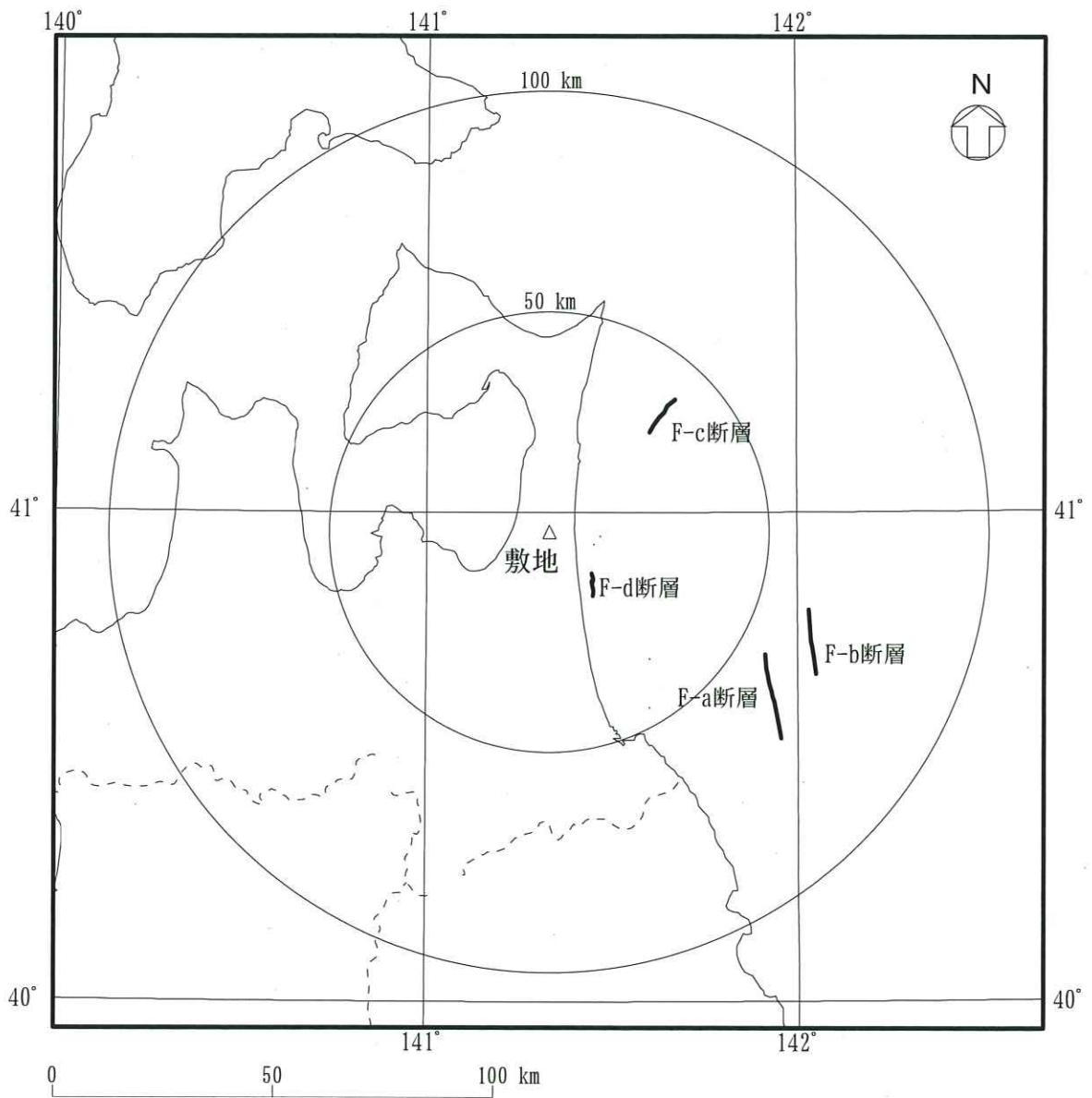


諸元

(土木学会 (2002)<sup>(2,6)</sup> の諸元を補正)

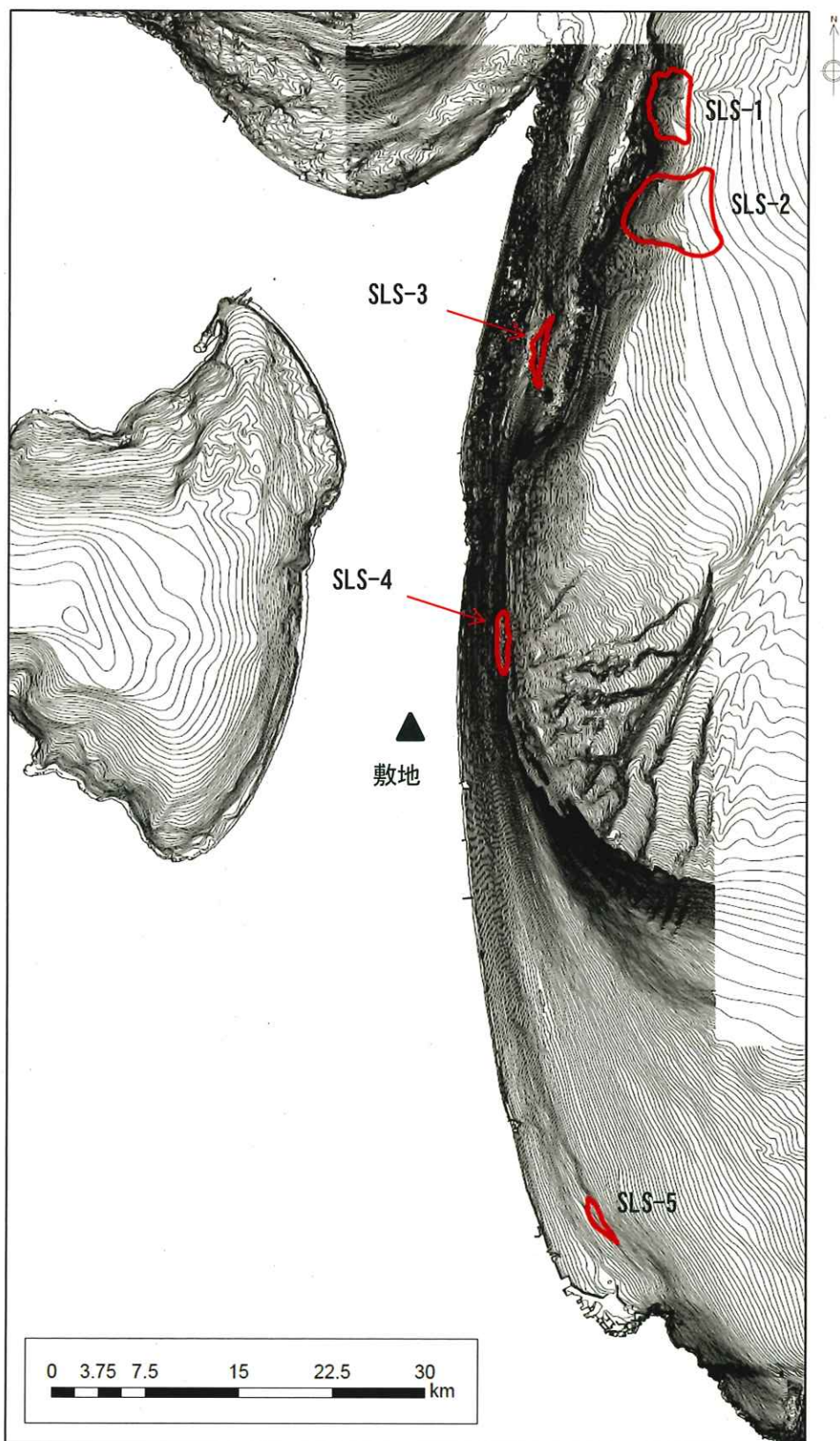
モーメント マグニチュード <sup>*</sup> $M_w$	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	走向 $\theta$ ( $^{\circ}$ )	上縁深さ $d$ (km)	傾斜角 $\delta$ ( $^{\circ}$ )	すべり角 $\lambda$ ( $^{\circ}$ )	剛性率 $\mu$ ( $N/m^2$ )	すべり量 $D$ (m)
8.6	283	50	180	1	45	270	$7.0 \times 10^{10}$	10.10

第 8.3-13 図 海洋プレート内地震の波源モデルの位置及び諸元  
(正断層型の地震)

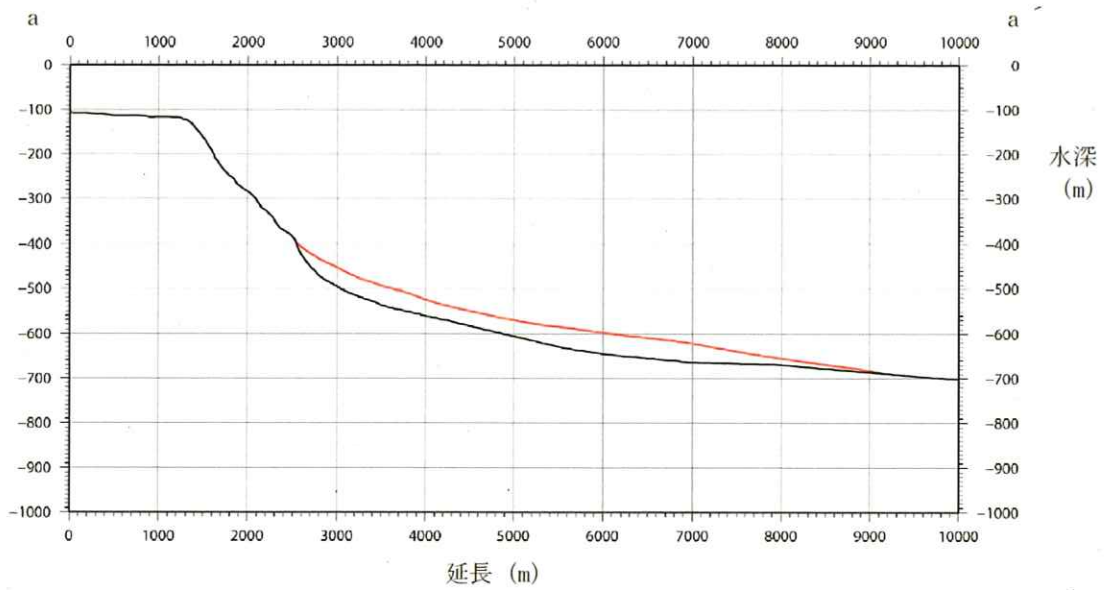
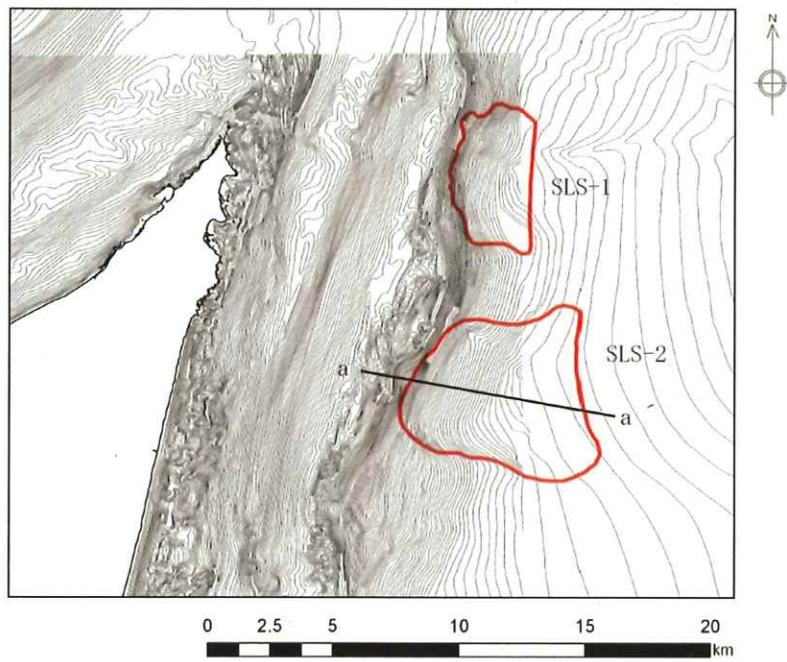


第 8. 3-14 図 敷地周辺海域の活断層分布



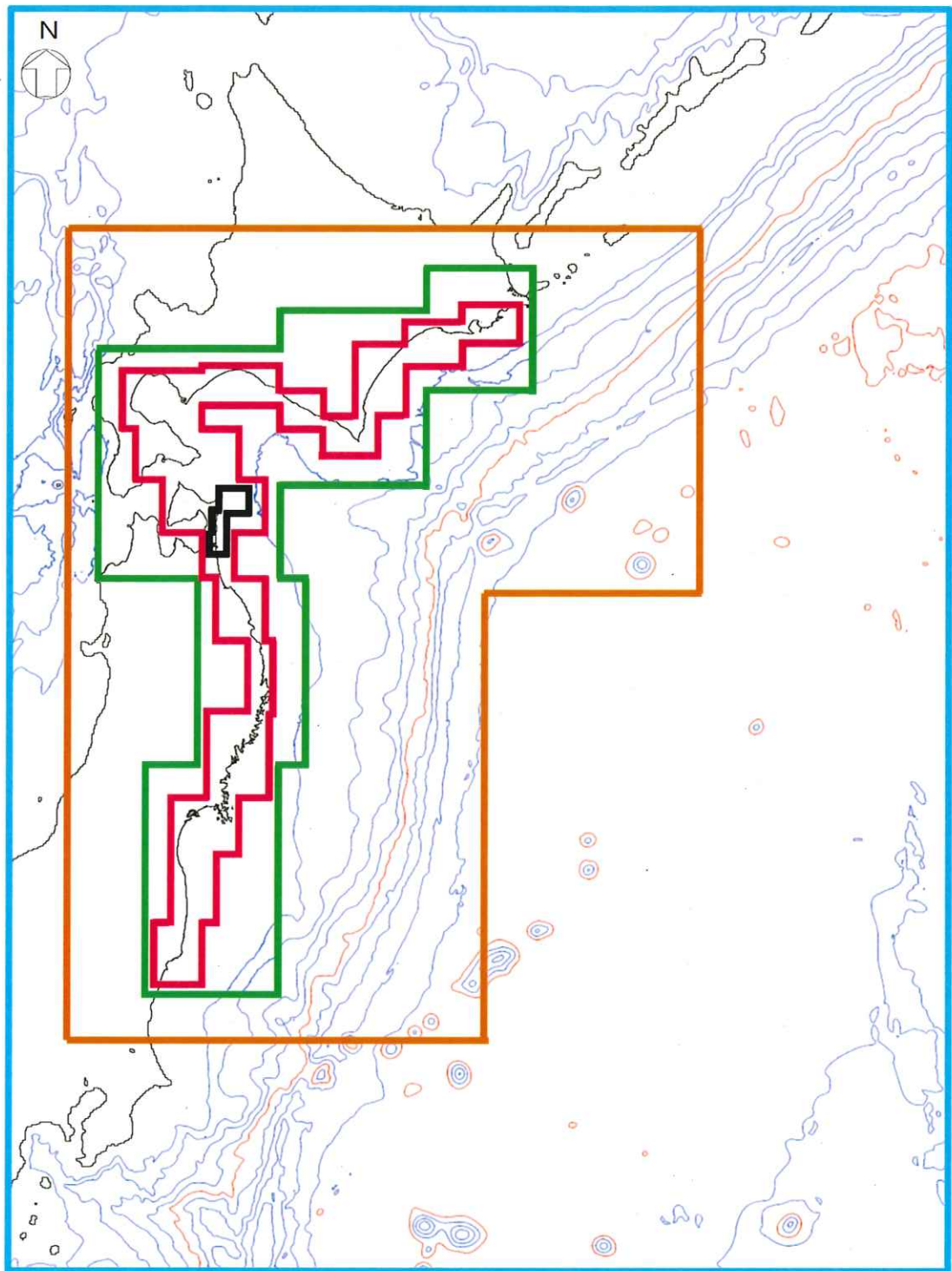


第 8.3-15 図 海底地すべり地形



(黒線：現地形，赤線：復元地形)

第 8.3-16 図 海底地すべり地形の断面



空間格子間隔  $\Delta s$

- 1,280m
- 640m
- 320m
- 160m
- 80m

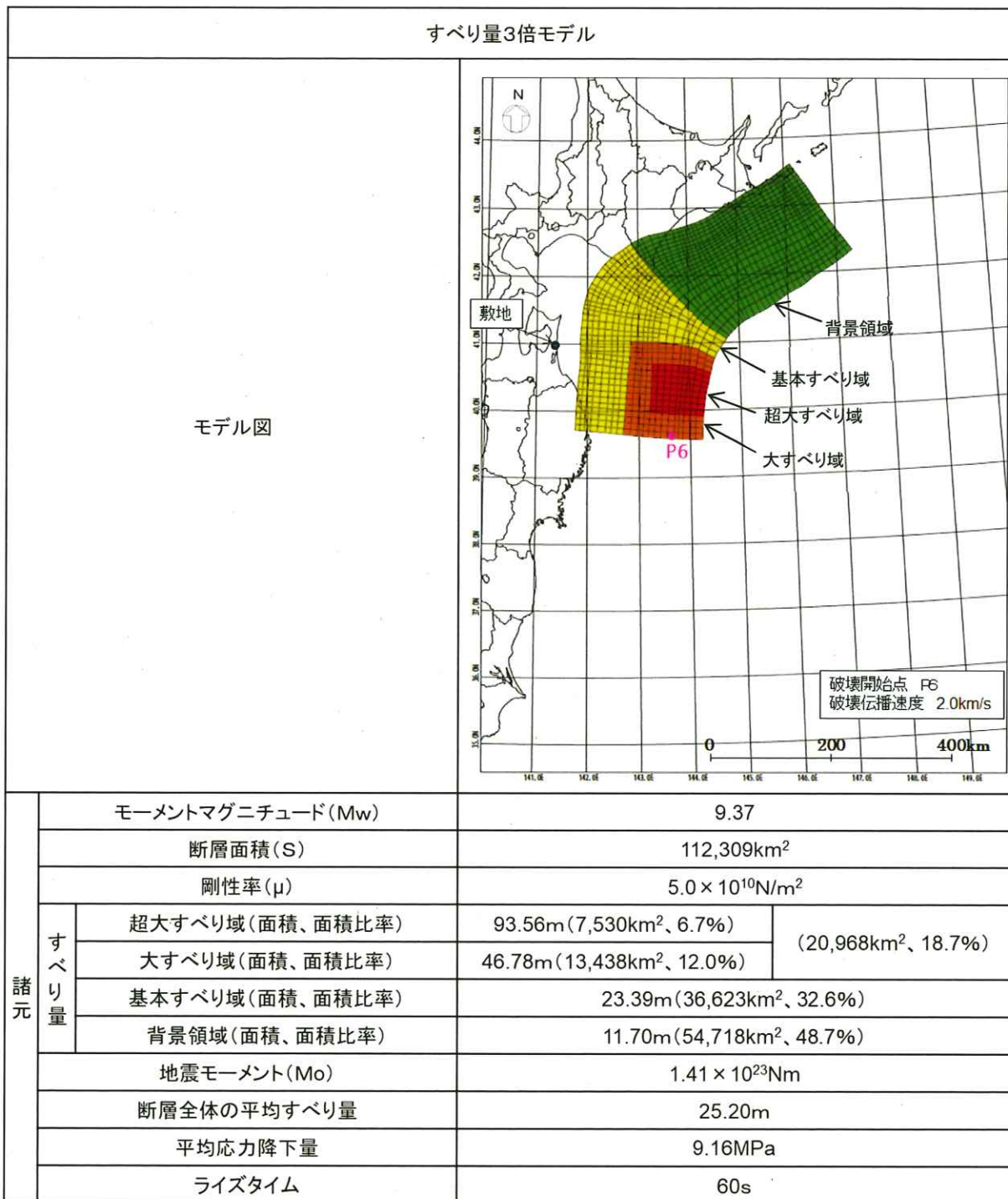
0 200 400km

※コンター線は、1,000mピッチ

※ $\Delta s=40m$ 以下の計算領域については第8.2-6図参照

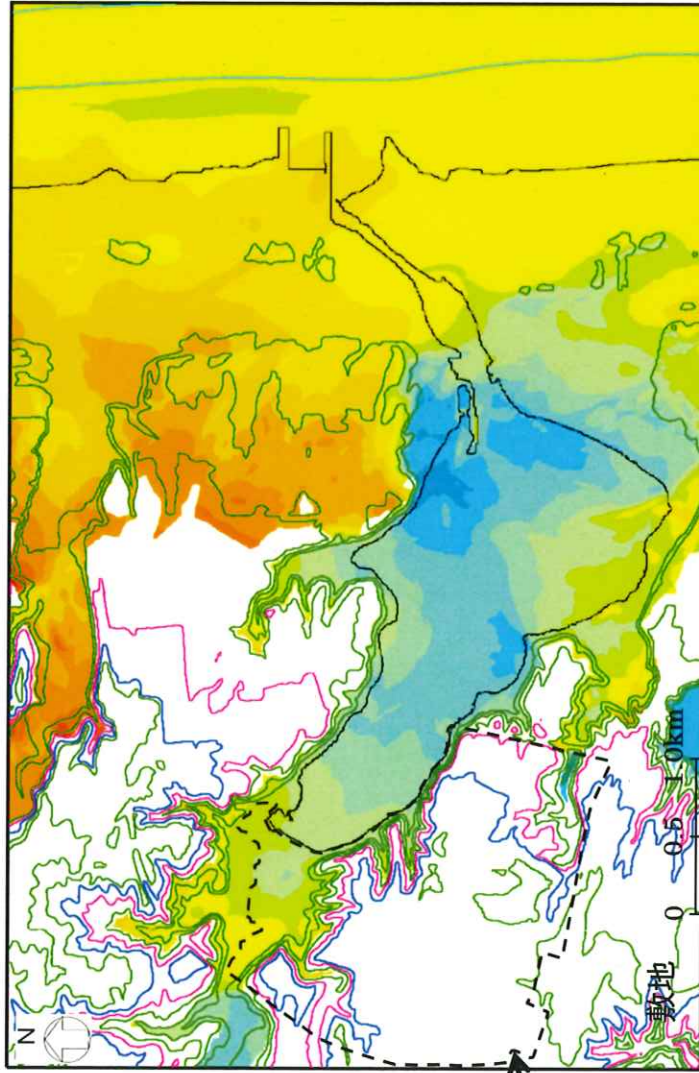
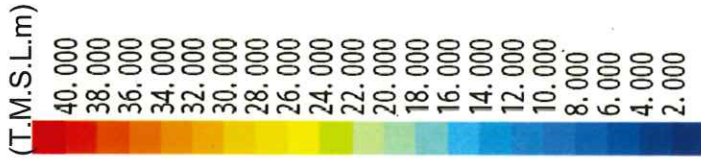
第8.3-17図 計算領域とその水深及び格子分割





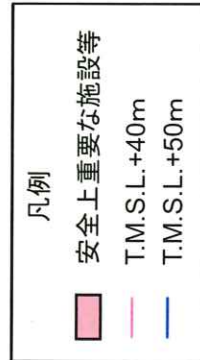
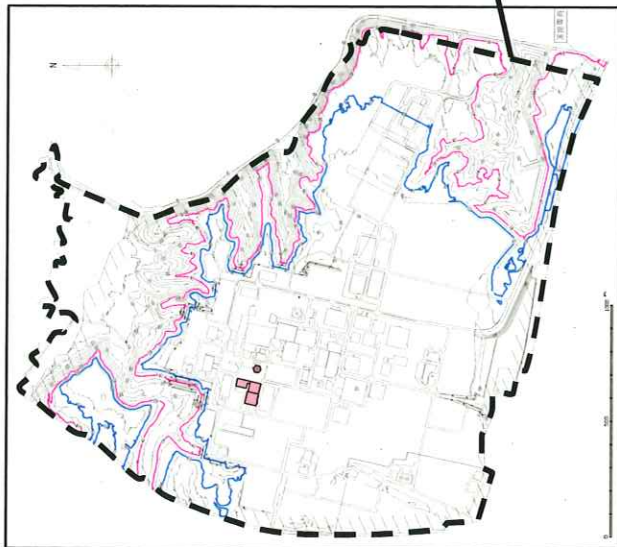
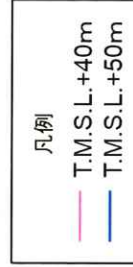
第 8.4-1 図 すべり量 3 倍モデルの位置及び諸元





※コンター線は 10mピッチ

津波高分布図



第 8.4-2 図 すべり量 3 倍モデルによる検討結果

添付書類三 9. 竜 巻を以下のとおり補正する。

ページ	行	補 正 前	補 正 後
—	—	下記項目を右記のとおり変更する。  9. 竜 巻	別紙-1のとおり変更する。



## 9. 竜 巻

基準竜巻及び設計竜巻の設定は「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド」  
(平成 25 年 6 月 19 日 原規技発第 13061911 号 原子力規制委員会決定)  
(以下「竜巻ガイド」という。)を参考に実施する。

基準竜巻及び設計竜巻の設定は、竜巻検討地域の設定、基準竜巻の最大風速の設定及び設計竜巻の最大風速の設定の流れで実施する。



## 9.1 竜巻検討地域の設定

竜巻検討地域の設定は、竜巻ガイドを参考に廃棄物管理施設が立地する地域、気象条件の類似性を考慮して実施する。

### (1) 廃棄物管理施設が立地する地域の気候

廃棄物管理施設が立地する地域は、竜飛岬から奥羽山脈の分水嶺より東側にあり、その地域の気候は、日本海側の気候と太平洋側の気候の両面の特徴を合わせもっている。東北地方を気温、降水及び風により詳細に区分した気候区分を第 9.1-1 図に示す<sup>(1)</sup>。これによると、廃棄物管理施設が立地する地域は、区分Ⅲ（青森県北部及び東部地域）のうち区分Ⅲb（太平洋側にあるが冬は日本海側の気候型でやませの影響が強い）に属している。

### (2) 廃棄物管理施設が立地する地域の竜巻発生の観点での特徴

第 9.1-2 図に示すとおり、廃棄物管理施設が立地する地域周辺においては、もともと竜巻の発生数は少なく、独立行政法人原子力安全基盤機構が東京工芸大学に委託した研究の成果（以下「東京工芸大学委託成果<sup>(2)</sup>」という。）で示されている、全国 19 個の竜巻集中地域からも離れている。

竜巻発生時の総観場は、東京工芸大学委託成果<sup>(2)</sup>を参考に、気象庁「竜巻等の突風データベース」の総観場を、竜巻を発生させる親雲の発生要因を考慮して、7種に再編した総観場を用い、竜巻の発生要因別の地域分布の特徴を把握した。竜巻の発生要因別地域分布を第 9.1-3 図に、その特徴を第 9.1-1 表に示す。

立地地域周辺における竜巻の発生状況は、日本海側や、茨城県以西の太平洋側における発生状況とも特徴が異なり、日本海側に特徴的な寒候期の竜巻の発生はほとんどなく、暖候期に竜巻が発生している。

また、茨城県以西の太平洋側で特徴的な台風起源の竜巻の発生はなく、太平洋海岸付近及び海上での竜巻の発生はほとんどない。

### (3) 竜巻検討地域

竜巻検討地域の設定は、竜巻ガイドを参考に、廃棄物管理施設が立地する地域の気候及び竜巻発生観点での特徴を踏まえて実施する。当該地域はもともと竜巻の発生数が少ないため、以下の a. から d. に示す条件を考慮して、青森県から岩手県の太平洋側（竜飛岬から御崎岬）及び北海道地方の南側（白神岬から襟裳岬）の海岸線に沿った海側 5 km 及び陸側 10 km の範囲を竜巻検討地域に設定する（面積約 18,000 km<sup>2</sup>）。第 9.1-4 図に竜巻検討地域を示す。

- a. 立地地域の気候及び竜巻発生観点での特徴を踏まえ、青森県（竜飛岬より太平洋側）から岩手県を基本とする。
- b. IAEA<sup>(12)</sup>の基準を参考に、廃棄物管理施設を中心とする 10 万 km<sup>2</sup>（半径約 180 km）の範囲を目安とし、その範囲に掛かる北海道南西部は、立地地域と同じ太平洋側に面していることを考慮して、竜巻検討地域に含める。
- c. 竜巻検討地域は、分水嶺及び関口武による気候区分<sup>(3)</sup>（1959）を参考に設定する。
- d. 廃棄物管理施設が海岸線から約 5 km の位置に立地していること及び竜巻の発生がほとんど海岸線付近であることから、海岸線に沿った海側 5 km 及び陸側 10 km の範囲を考える。

ここで、設定した竜巻検討地域の妥当性を確認するために、竜巻検討地域における竜巻の発生要因の出現比率と、日本海側及び太平洋側における出現比率とを比較した結果を第 9.1-5 図に示す。竜巻検討地域における竜巻の発生要因の出現比率は、日本海側及び太平洋側の出現比率

とも傾向が異なっていることが確認できる。

また、藤田スケール3以上の竜巻の発生しやすさの地域性の検討として、「突風関連指数」による解析を行う。突風関連指数として、積乱雲を発生させる上昇流の強さの目安であるCAPE (Convective Available Potential Energy: 対流有効位置エネルギー<sup>(5)</sup>) 及び積乱雲がスーパーセルに発達しやすいかどうかの指標となるSReH (Storm Relative Helicity: ストームの動きに相対的なヘリシティ<sup>(4)</sup>) を算出する。これらの指数は、竜巻発生環境場との関連付けで、国内外で広く利用され知見が蓄積されている。CAPEの概念を第9.1-6図に、SReHの概念を第9.1-7図に示す。

$$\text{CAPE} = \int_{LFC}^{EL} g \frac{\theta'(z) - \theta(z)}{\theta(z)} dz \quad (a)$$

$$\text{SReH} = \int_{\text{地上}}^{\text{高度3km}} (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \boldsymbol{\omega} dz \quad (b)$$

ここで、式(a)のgは重力加速度、 $\theta$ はストーム周囲の温位、 $\theta'$ は下層の空気塊を上空に持ち上げた際の温位であり、dzは鉛直方向の層厚である。LFCは自由対流高度、ELは平衡高度である。式(b)のVは水平風速ベクトル、 $\boldsymbol{\omega}$ は鉛直シアに伴う水平渦度、Cはストームの移動速度である。

各指数の計算は、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の再解析データ ECMWF-Interim (1989年以降: 水平分解能約70km) 及びERA40 (1989年まで: 水平分解能約250km) を基に、水平分解能5km、時間分解能1時間に解析した気象データセット<sup>(6)</sup>を用いて、1961年から2010年までの50年間について行い、それに基づいて



両指数が同時に閾値を超過する頻度を計算する。同時超過頻度の算出に当たっては、竜巻発生時には少なからず降水がもたらされるため、降水量の閾値（4 mm/h）を設定する。

また、CAPEは降水過程により安定化し小さくなり得るため、周辺のCAPEの大きな空気塊が当該メッシュに向かって流入することを考慮した方法<sup>(7)</sup>を参考に、当該メッシュの風上側半径 25 kmの扇状範囲内のCAPEの最大値を算出する。

CAPEについては、緯度及び季節で絶対値が大きく変動するため、暖候期（5月～10月）及び寒候期（11月～4月）に分けて、それぞれ閾値を設定する。藤田スケール3以上の竜巻が発生し得る環境場として以下の閾値を用いる。

[暖候期（5月～10月）]

CAPE : 1,200 J/kg, SREH : 350 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>

[寒候期（11月～4月）]

CAPE : 500 J/kg, SREH : 350 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>

暖候期及び寒候期に対する同時超過頻度分布の算出結果を第9.1-8図に示す。暖候期においては、太平洋側及び東シナ海から対馬海峡にかけては比較的大きな値となっている。

また、沿岸域では、茨城県東海岸から西の本州太平洋側、九州太平洋側及び東シナ海側で高く、特に宮崎平野沿岸では大きい値となっている。

それに比べて、日本海側及び茨城県以北の太平洋側の値は1～2桁以上小さな値であり、藤田スケール3規模の竜巻の発生が未だ確認されていないことと対応している。

本手法による解析により、藤田スケール3以上の竜巻の発生しやすさの地域性を特定でき、竜巻検討地域において藤田スケール3以上の竜巻



は極めて発生し難いといえる。

## 9.2 基準竜巻の最大風速の設定

基準竜巻の最大風速は、竜巻ガイドを参考に、過去に発生した竜巻による最大風速 ( $V_{B1}$ ) 及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 ( $V_{B2}$ ) のうち、大きな風速を設定する。

### (1) 過去に発生した竜巻による最大風速 ( $V_{B1}$ )

過去に発生した竜巻による最大風速 ( $V_{B1}$ ) の設定に当たっては、日本で過去 (1961 年から 2013 年 12 月) に発生した最大の竜巻は藤田スケール 3 であり、藤田スケール 3 における風速は  $70\text{m/s} \sim 92\text{m/s}$  であることから、その最大風速を基に  $V_{B1}$  を  $92\text{m/s}$  とする。第 9.2-1 表に日本で過去に発生した藤田スケール 3 の竜巻の一覧を示す。

### (2) 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 ( $V_{B2}$ )

竜巻最大風速のハザード曲線は、竜巻ガイドを参考とした既往の算定方法に基づき、具体的には、東京工芸大学委託成果<sup>(2)</sup>を参考に算定する。本評価は、竜巻データの分析、竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率密度分布の算定、相関係数の算定並びにハザード曲線の算定によって構成される。

#### a. 竜巻の発生頻度の分析

気象庁「竜巻等の突風データベース」に掲載されている竜巻年別発生確認数 (第 9.2-1 図) を基に、竜巻検討地域 (海岸線から陸側に 10 km, 海側に 5 km の計 15 km 幅の範囲) における 1961 年から 2013 年 12 月までの 53 年間の統計量を藤田スケール別に算出する。

また、観測体制の変遷による観測データ品質のばらつきを踏まえ、以下の(a)から(c)の基本的な考え方に基づいて整理を行う。

- (a) 被害が小さくて見過ごされやすい藤田スケール 0 及び藤田スケール不明の竜巻に対しては、観測体制が強化された 2007 年以降の年間発生数

や標準偏差を用いる。

- (b) 被害が比較的軽微な藤田スケール1竜巻に対しては、観測体制が整備された1991年以降の年間発生数や標準偏差を用いる。
- (c) 被害が比較的大きく見逃されることがないと考えられる藤田スケール2及び藤田スケール3竜巻に対しては、観測記録が整備された1961年以降の全期間の年間発生数や標準偏差を用いる。

また、藤田スケール不明の竜巻については、以下の取扱いを行う。

陸上で発生した竜巻及び海上で発生して陸上へ移動した竜巻については、被害があつて初めてその藤田スケールが推定されるため、陸上での藤田スケール不明の竜巻は、被害が少ない藤田スケール0竜巻とみなす。

一方、海上で発生しその後上陸しなかった竜巻については、その竜巻の藤田スケールを推定することは困難であることから、「沿岸部近傍での竜巻の発生特性は、陸上と海上とで類似している」という仮定に基づいて各藤田スケールに分類する。

以上を踏まえて、第9.2-2表のとおり、観測データから53年間の推定データを評価する。

竜巻は気象事象の中でも極めて稀に発生する事象であり、発生数の変動（標準偏差）が大きい分布となり、東京工芸大学委託成果<sup>(2)</sup>にポリヤ分布への適合性が良いことが示されている。以上より、ハザード曲線の評価に当たって使用する竜巻の年発生数の確率分布は、第9.2-2図に示すとおりポリヤ分布を採用する。

#### b. 竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率密度分布並びに相関係数

竜巻検討地域における53年間の竜巻の発生数、被害幅及び被害長さを基に、確率密度分布については竜巻ガイド及び竜巻ガイドが参考としている東京工芸大学委託成果<sup>(2)</sup>を参考に、第9.2-3図から第9.2-5図

に示すとおり対数正規分布に従うものとする。

また、53年間の推定データの作成に伴う被害幅又は被害長さの情報がない竜巻には、被害幅又は被害長さを有する竜巻の観測値を与える。その際は、被害幅又は被害長さが長いほうから優先的に用いることで、被害幅又は被害長さの平均値が大きくなるように評価を行う。

さらに、1961年以降の観測データのみを用いて、第9.2-3表に示すとおり竜巻風速、被害幅及び被害長さについて相関係数を求める。

#### c. 竜巻影響エリアの設定

廃棄物管理施設の設計対処施設を包含する円を設置面積とみなし、第9.2-6図に示すとおり竜巻影響エリアとして設定する。

なお、竜巻影響エリアを円形とするため、竜巻の移動方向には依存性は生じない。

#### d. ハザード曲線の算定

T年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が $V_0$ 以上となる確率を求め、ハザード曲線を求める。

前述のとおり、竜巻の年発生数の確率分布としてポリヤ分布の適合性が高い。ポリヤ分布は式(a)で示される(Wen and Chu<sup>(8)</sup>)。

$$P_T(N) = \frac{(vT)^N}{N!} (1 + \beta vT)^{-N-1/\beta} \prod_{k=1}^{N-1} (1 + \beta k) \quad (a)$$

ここで、Nは竜巻の年発生数、 $v$ は竜巻の年平均発生数、Tは年数である。 $\beta$ は分布パラメータであり、式(b)で示される。

$$\beta = \left( \frac{\sigma^2}{v} - 1 \right) \times \frac{1}{v} \quad (b)$$

ここで、 $\sigma$ は竜巻の年発生数の標準偏差である。

Dを竜巻影響評価の対象構造物が風速 $V_0$ 以上の竜巻に遭遇する事象



と定義し、対象構造物が1つの竜巻に遭遇し、その竜巻の風速が $V_0$ 以上となる確率を $R(V_0)$ としたとき、 $T$ 年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が $V_0$ 以上となる確率は式(c)で示される。

$$P_{V_0,T}(D) = 1 - [1 + \beta v R(V_0) T]^{-1/\beta} \quad (c)$$

この $R(V_0)$ は、竜巻影響評価の対象地域の面積を $A_0$ （すなわち、竜巻検討地域の面積約 $1.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ ）、1つの竜巻の風速が $V_0$ 以上となる面積を $DA(V_0)$ とすると式(d)で示される。

$$R(V_0) = \frac{E[DA(V_0)]}{A_0} \quad (d)$$

ここで、 $E[DA(V_0)]$ は $DA(V_0)$ の期待値を意味する。

本評価では、以下のようにして $DA(V_0)$ の期待値を算出し、式(d)により $R(V_0)$ を推定して、式(c)により $P_{V_0,T}(D)$ を求める。風速を $V$ 、被害幅を $w$ 、被害長さを $l$ 、移動方向を $\alpha$ とし、同時確率密度関数を用いると、 $DA(V_0)$ の期待値は式(e)で示される(Garrison et al.<sup>(9)</sup>)。

$$\begin{aligned} E[DA(V_0)] = & \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) l f(V, w, l) dV dw dl \\ & + \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^{2\pi} H(\alpha) l f(V, l, \alpha) dV dl d\alpha \\ & + \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^{2\pi} W(V_0) G(\alpha) f(V, w, \alpha) dV dw d\alpha \\ & + S \int_{V_0}^\infty f(V) dV \end{aligned} \quad (e)$$

ここで、 $H(\alpha)$ 及び $G(\alpha)$ はそれぞれ、竜巻の被害長さ及び被害幅方向に沿った面に対象構造物を投影したときの長さである。竜巻影響エリアを円形で設定しているため、 $H(\alpha)$ 、 $G(\alpha)$ ともに竜巻影響エリアの直径180mで一定となる(竜巻の移動方向に依存しない)。S

は竜巻影響エリアの面積（直径 180mの円の面積：約  $2.54 \times 10^4 \text{ m}^2$ ）を表す。竜巻影響エリアの直径を  $D_0$  とした場合の計算式は式（f）で示される。

$$\begin{aligned}
 E[DA(V_0)] = & \int_0^\infty \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty W(V_0) l f(V, w, l) dV dw dl \\
 & + D_0 \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty l f(V, l) dV dl \\
 & + D_0 \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty W(V_0) f(V, w) dV dw \\
 & + (D_0^2 \pi / 4) \int_{V_0}^\infty f(V) dV
 \end{aligned} \tag{f}$$

風速の積分範囲の上限値は、ハザード曲線の形状が不自然にならない程度に大きな値として  $120 \text{ m/s}$  に設定する。

また、 $W(V_0)$  は、竜巻の被害幅のうち風速が  $V_0$  を超える部分の幅であり、式（g）で示される。この式により、被害幅内の風速分布に応じて被害様相に分布がある（被害幅の端ほど風速が小さくなる）ことが考慮されている（Garson et al.<sup>(9)(10)</sup>）。

$$W(V_0) = \left( \frac{V_{\min}}{V_0} \right)^{1/1.6} w \tag{g}$$

ここで、係数の 1.6 について、既往の研究では例えば 0.5 や 1.0 などの値も提案されている。竜巻ガイドが参考としている文献（Garson et al.<sup>(10)</sup>）では、観測値が不十分であるため、より厳しい評価となるよう 1.6 を用いることが推奨されており、本検討でも 1.6 を用いる。

また、廃棄物管理施設の竜巻影響評価では、ランキン渦モデルによる竜巻風速分布に基づいて設計竜巻の特性値を設定する。ランキン渦モデルは高さ方向によって風速及び気圧が変化しないため、地表から上空ま

で式 (g) を適用できる。

なお、式 (g) において係数を 1.0 とした場合がランキン渦モデルに該当する。

$V_{min}$  は, *g a l e i n t e n s i t y v e l o c i t y* と呼ばれ, 被害が発生し始める風速に位置付けられる。米国気象局 NWS (N a t i o n a l W e a t h e r S e r v i c e) では, *g a l e i n t e n s i t y v e l o c i t y* は 34~47 ノット (17.5~24.2 m/s) とされている。また, 気象庁が使用している風力階級では, 風力 8 は疾強風 (*g a l e* : 17.2~20.7m/s), 風力 9 は大強風 (*s t r o n g g a l e* : 20.8~24.4m/s) と分類されており, 風力 9 では「屋根瓦が飛ぶ。人家に被害が出始める。」とされている。以上を参考に, 本評価においては,  $V_{min}=25\text{m/s}$  とする。

なお, この値は藤田スケール 0 (17~32m/s) のほぼ中央値に相当する。

以上より, 竜巻検討地域を対象に算定したハザード曲線を第 9.2-7 図に示す。

e. 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 ( $V_{B2}$ )

竜巻最大風速のハザード曲線により設定する最大風速  $V_{B2}$  は, 竜巻ガイドを参考に年超過確率  $10^{-5}$  に相当する風速とし, 39m/s とする。

f. 1 km 範囲ごとの評価 (参考評価)

竜巻検討地域を海岸線に沿って 1 km 範囲ごとに細分化した短冊状の範囲を対象にハザード曲線を求める。評価の条件として, 発生数は, 短冊状の範囲を通過した竜巻もカウントしている。被害幅及び被害長さは, それぞれ 1 km 範囲内の被害幅及び被害長さを用いる。以上に基づいて, 竜巻検討地域の評価と同様の方法で算定したハザード曲線を第 9.2-8

図に示す。これより、年超過確率  $10^{-5}$  に相当する風速を求めると、海岸線から陸側 1 km を対象とした場合の  $56\text{m/s}$  が最大となる。

ただし、廃棄物管理施設は海岸線から陸側 1 km の範囲にないため、本評価は参考とする。

(3) 基準竜巻の最大風速

過去に発生した竜巻による最大風速  $V_{B1} = 92\text{m/s}$  及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速  $V_{B2} = 39\text{m/s}$  より、廃棄物管理施設における基準竜巻の最大風速  $V_B$  は  $92\text{m/s}$  とする。風速  $92\text{m/s}$  に相当する年超過確率は、ハザード曲線より  $1.86 \times 10^{-8}$  である。



### 9.3 設計竜巻の最大風速の設定

廃棄物管理施設が立地する地域の特性を考慮して、基準竜巻の最大風速の割り増しを検討し、設計竜巻の最大風速を設定する。

廃棄物管理施設では、敷地が平坦であり、竜巻の増幅を考慮する必要のある<sup>(14)</sup>地形はない<sup>(15)</sup>と考えられるため、基準竜巻の最大風速に対する割り増しは行わず、設計竜巻の最大風速は  $92\text{m/s}$  となるが、竜巻に対する設計に当たっては、蓄積されている知見の少なさといった不確定要素を考慮し、設計及び運用に安全余裕を持たせるために、設計竜巻の最大風速を  $100\text{m/s}$  とする。風速  $100\text{m/s}$  に相当する年超過確率は、ハザード曲線より  $6.66 \times 10^{-9}$  である。

#### 9.4 参考文献一覧

- (1) 日本地誌研究所. 日本地誌 第3巻：東北地方総論：青森県・岩手県・秋田県, 1975-01.
- (2) 東京工芸大学. 平成21～22年度原子力安全基盤調査研究（平成22年度）：竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究. 2011-02.
- (3) 関口武. “日本の気候区分”. 東京教育大学地理学研究報告. 東京教育大学理学部地理学教室, 1959-03.
- (4) Davis-Jones, R. P. , D. Burgess, and M. Foster. “Test of helicity as a tornado forecast parameter”. 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB., Canada, Amer. Meteor. Soc. , 1990.
- (5) M. W. Moncrieff and M. J. Miller. “The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines”. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1976-04, Vol.102, Issue 432.
- (6) 橋本篤, 平口博丸, 豊田康嗣, 中屋耕. 温暖化に伴う日本の気候変化予測（その1）：気象予測・解析システム NuWFAS の長期気候予測への適用性評価. 電力中央研究所報告. 2011-06, N10044.
- (7) Erik N. Rasmussen and David O. Blanchard. “A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters”. Weather and Forecasting, 1998-07, Vol. 13.
- (8) Yi-Kwei Wen and Shih-Lung Chu. “Tornado Risks and Design Wind Speed”. Journal of the Structural Division, ASCE, 1973-12, Vol. 99, No. 12.
- (9) Robert C. Garson, C. Allin Cornell and Jose Morla Catalan.

- “Tornado Design Winds Based on Risk” . Journal of the Structural Division, ACSE, 1975-09, Vol. 101, No. 9.
- (10) Robert C. Garson, C. Allin Cornell and Jose Morla Catalan.  
“Tornado Risk Evaluation Using Wind Speed Profiles” . Journal of the Structural Division, ASCE, 1975-05, Vol.101, No.5.
- (11) 瀧下洋一. “竜巻発生確度ナウキャスト・竜巻注意情報について:突風に関する防災気象情報の改善” . 測候時報 2011, 78. 3.
- (12) IAEA Safety Standards Series No. SSG-18 : 2011. Meteorological and Hydrological Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations. IAEA.
- (13) 大野久雄. 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 2001.
- (14) Christopher D. Karstens. “Observations and Laboratory Simulations of Tornadoes in Complex Topographical Regions” . Graduate these and dissertations of Iowa State University, 2012.
- (15) D. C. Lewellen. “Effects of Topography on Tornado Dynamics: A Simulation Study” . 26th Conference on Severe Local Storms American Meteorological Society, 4B.1, 2012.

第 9.1-1 表 竜巻の発生要因別の地域分布の特徴

総観場 <sup>注)</sup>	気象庁竜巻データベースの分類	発生分布の特徴
台風	台風	関東以西の太平洋側(特に東～南方向に開けた地域)で発生頻度が高く、F2、F3スケールの強い竜巻も多い。
温帯低気圧	南岸低気圧、日本海低気圧、二つ玉低気圧、東シナ海低気圧、オホーツク海低気圧、その他(低気圧)、寒冷前線、温暖前線、閉塞前線	全国的に発生頻度が高く、F2、F3スケールの竜巻も見られる。特に、南～西方向に開けた地域はより頻度が高い。
季節風(夏)	暖気の移流、熱帯低気圧、湿舌、太平洋高気圧	太平洋側や内陸を中心に、全国的に多くみられる。
季節風(冬)	寒気の移流、気圧の谷、大陸高気圧、季節風	日本海側や関東以北で発生頻度が高い。
停滞前線	停滞前線、梅雨前線、前線帯、不安定線、その他(前線)	関東以西でみられる。
局地性	局地性擾乱、雷雨(熱雷)、雷雨(熱雷を除く)、地形効果、局地性降水	地形的な影響によるものであり、全国で発生している。
その他	移動性高気圧、中緯度高気圧、オホーツク海高気圧、帯状高気圧、その他(高気圧)、大循環異常、その他	全国的に発生数が少なく、地域差はみられない。

注) 東京工芸大学委託成果<sup>(2)</sup>を参考に、気象庁「竜巻等の突風データベース」の総観場を、竜巻を発生させる親雲の発生要因を考慮して、7種に再編した。



第 9.2-1 表 日本で過去に発生した F 3 竜巻

(気象庁「竜巻等の突風データベース」より作成)

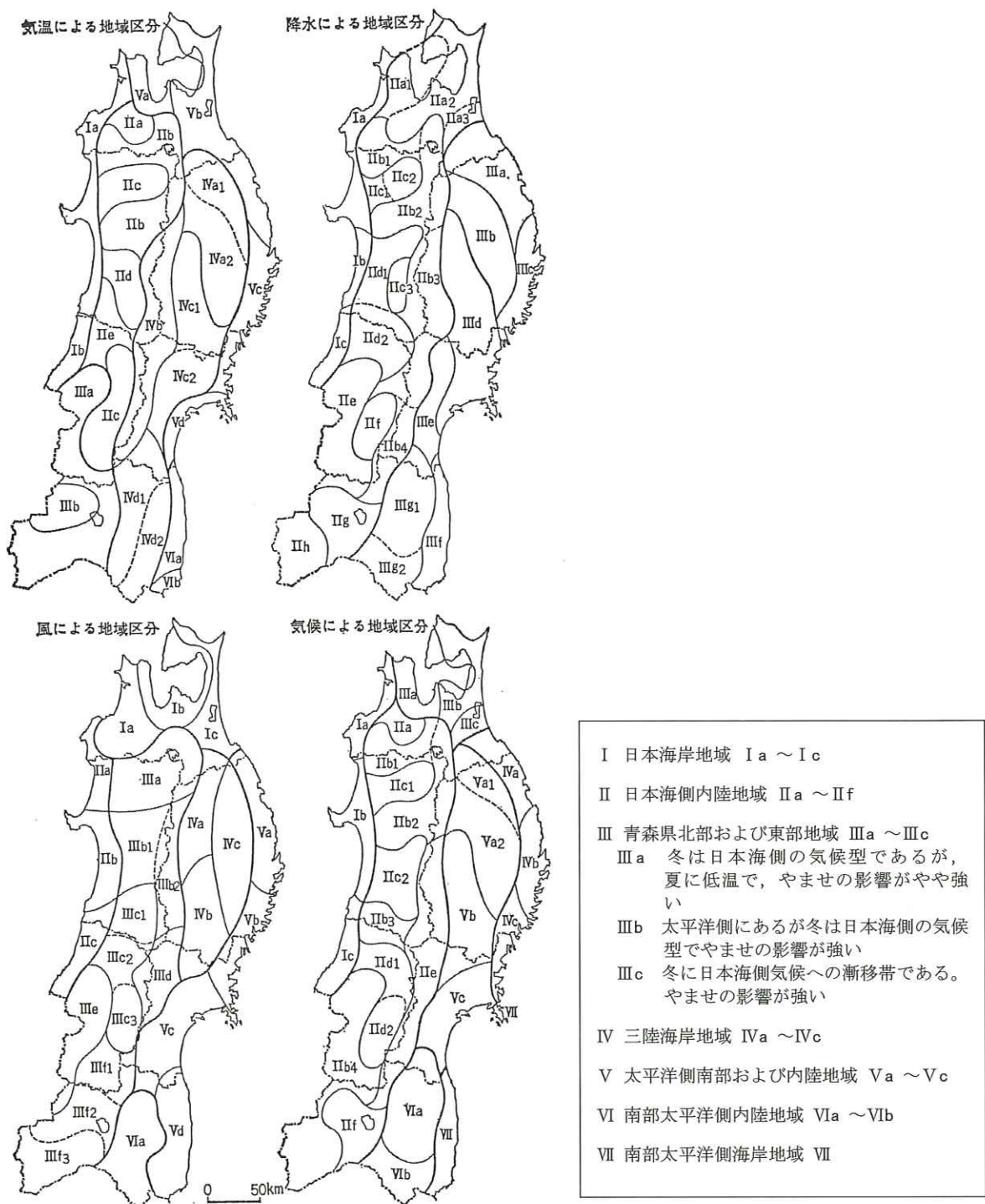
発生日時	発生場所			
	緯度	経度	都道府県	市町村
1971年07月07日07時50分	35度54分20秒	139度40分45秒	埼玉県	大宮市
1990年12月11日19時13分	35度28分39秒	140度18分57秒	千葉県	茂原市
1999年09月24日11時07分	34度42分4秒	137度23分5秒	愛知県	豊橋市
2006年11月07日13時23分	43度59分20秒	143度42分25秒	北海道 網走支庁	佐呂間町
2012年05月06日12時35分	36度6分38秒	139度56分44秒	茨城県	つくば市

第9.2-2表 竜巻発生数の分析結果

発生数の統計	(陸上+上陸) 竜巻										海上竜巻		総数
	F0	F1	F2	F3	F4	不明	小計	不明					
1961/1~2013/12 (53年間)	期間内総数 (個)	6	9	4	0	0	0	0	1	20	5	25	
	年平均 (個)	0.11	0.17	0.08	0.00	0.00	0.02	0.38	0.09	0.47			
	標準偏差 (個)	0.58	0.51	0.27	0.00	0.00	0.14	0.97	0.41	1.08			
1991/1~2013/12 (23年間)	期間内総数 (個)	6	9	2	0	0	1	18	5	23			
	年平均 (個)	0.26	0.39	0.09	0.00	0.00	0.04	0.78	0.22	1.00			
	標準偏差 (個)	0.86	0.72	0.29	0.00	0.00	0.21	1.35	0.60	1.48			
2007/1~2013/12 (7年間)	期間内総数 (個)	5	3	0	0	0	0	8	4	12			
	年平均 (個)	0.71	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	1.14	0.57	1.71			
	標準偏差 (個)	1.50	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	1.86	0.98	2.06			
推定データ (53年間) (按分後)	期間内総数 (個)	57	32	6	0	0	0	95		95			
	年平均 (個)	1.07	0.58	0.11	0.00	0.00	0.00	1.76		1.76			
	標準偏差 (個)	1.83	0.88	0.33	0.00	0.00	0.00	2.06		2.06			
推定データ (53年間) (全竜巻)	期間内総数 (個)	57	32	6	0	0	0	95		95			
	年平均 (個)	1.08	0.60	0.11	0.00	0.00	0.00	1.79		1.79			
	標準偏差 (個)	1.83	0.88	0.33	0.00	0.00	0.00	2.06		2.06			

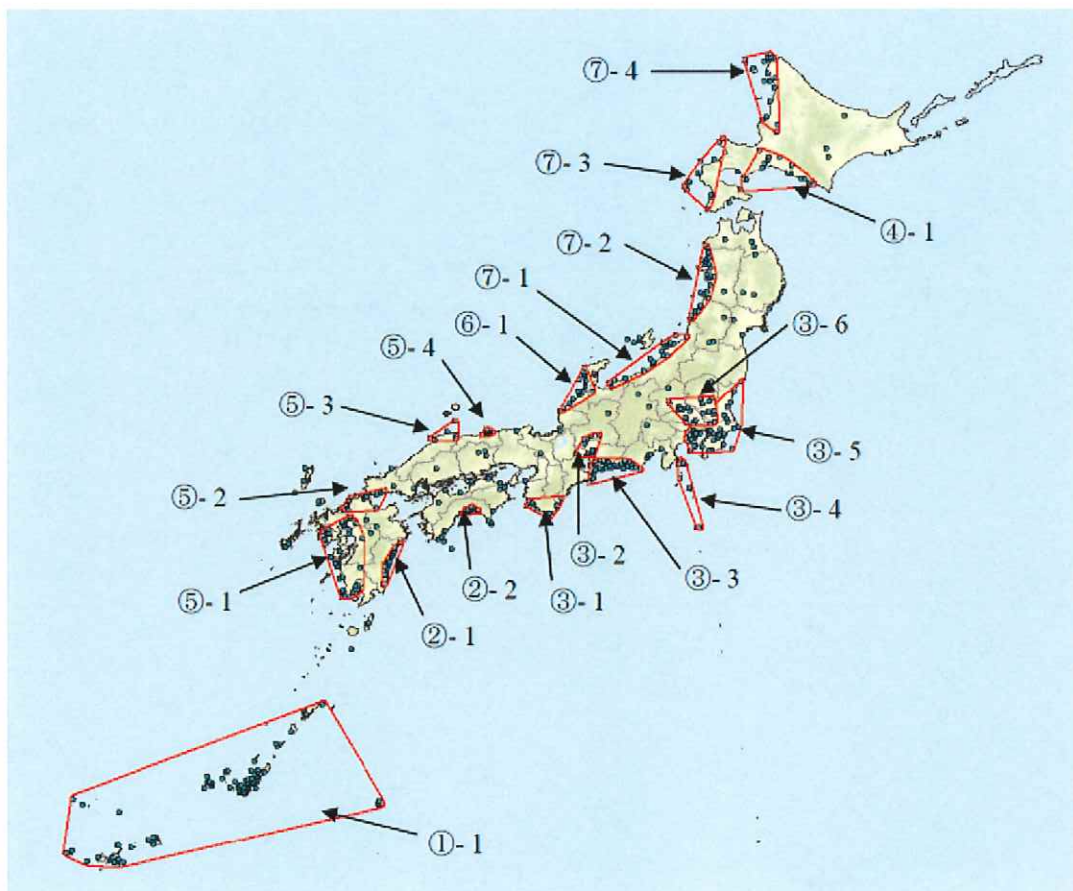
第 9.2-3 表 竜巻風速，被害幅及び被害長さの相関係数

相関係数 (対数)	風速 (m/s)	被害幅 (m)	被害長さ (m)
風速 (m/s)	1.0000	0.0800	0.4646
被害幅 (m)	0.0800	1.0000	0.2418
被害長さ (m)	0.4646	0.2418	1.0000

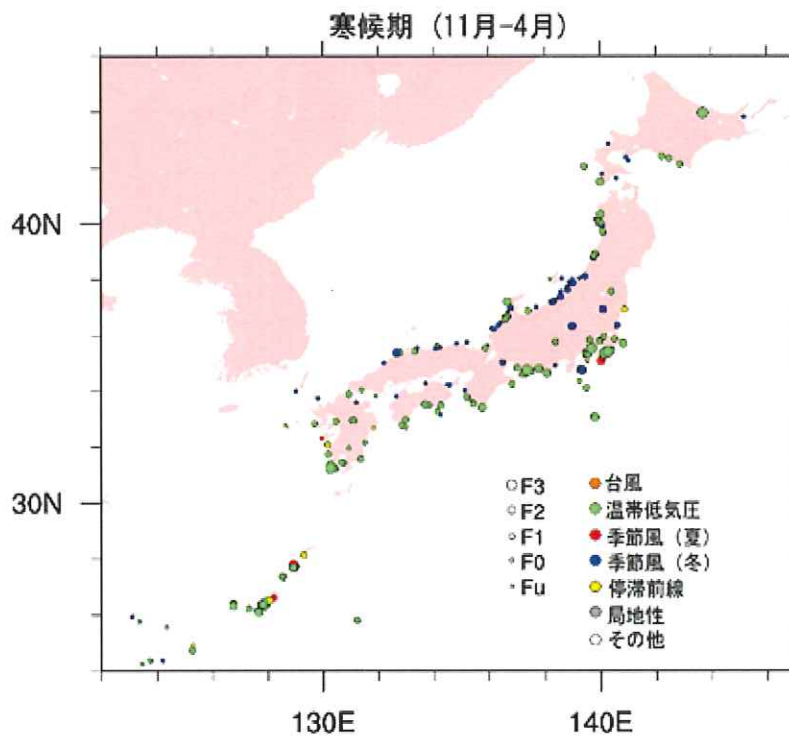
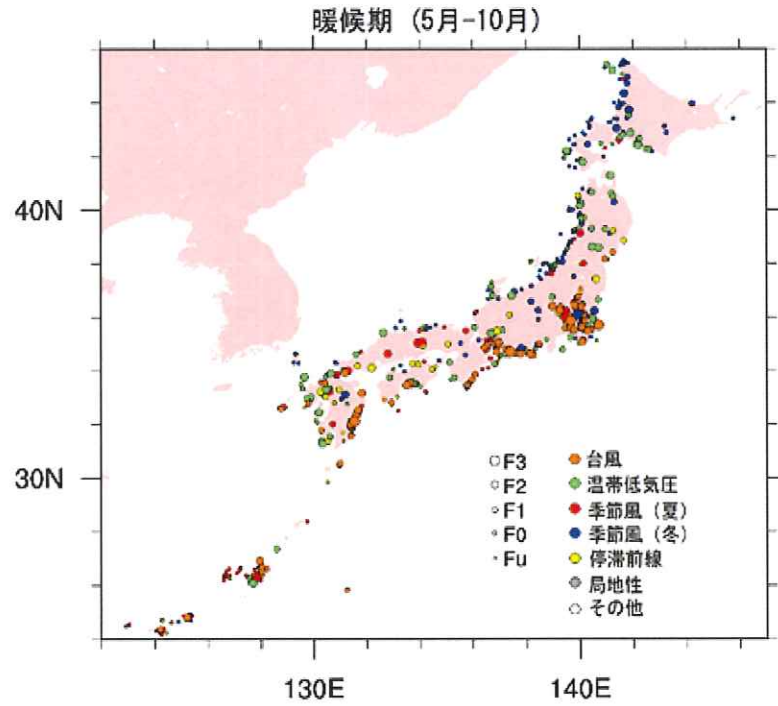


第 9.1-1 図 吉野正敏 (1967~) による東北地方の気候区分<sup>(1)</sup>





第 9.1-2 図 竜巻の発生地点と竜巻が集中する 19 個の地域<sup>(2)</sup>

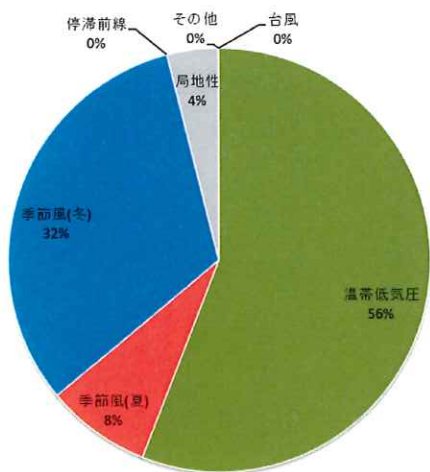


第 9.1-3 図 竜巻の発生要因別地域分布



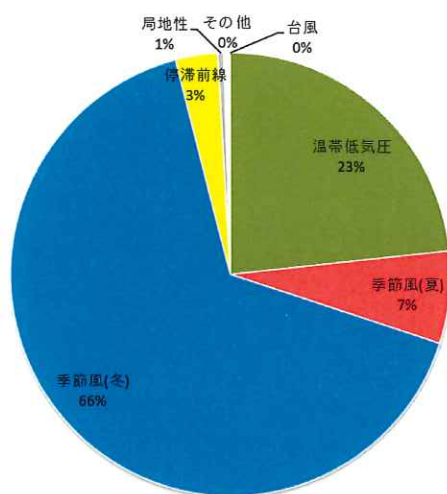
第 9.1-4 図 竜巻検討地域

(3)  
 関口武 (1959) : 日本の気候区分を基に作成



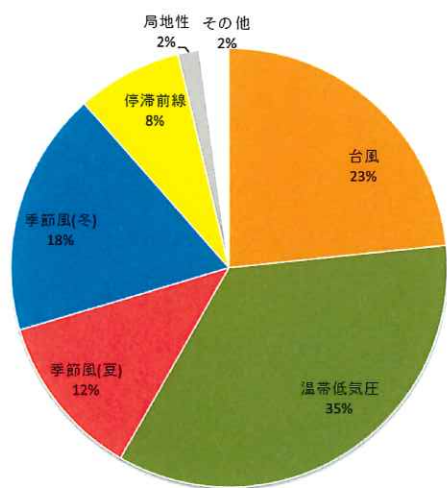
◆ 竜巻検討地域

- ・ 「温帯低気圧」を起源とする竜巻が多い。
- ・ 太平洋側で多くみられる「台風」を起源とする竜巻は確認されていない。



◆ 北海道～山口県の日本海側 (223 事例)

- ・ 「季節風(冬)」を起源とする竜巻が多い。
- ・ 「台風」を起源とする竜巻は確認されていない。

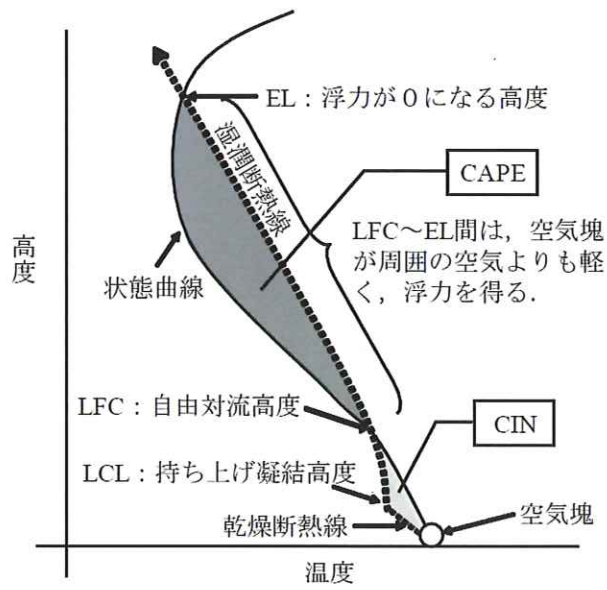


◆ 茨城県以西の太平洋側 (372 事例)

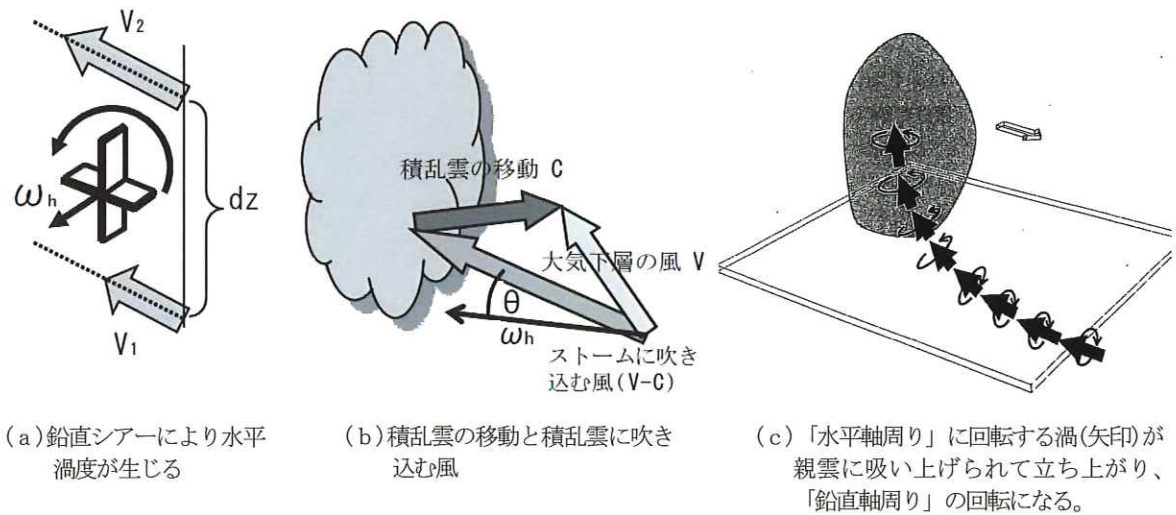
- ・ 竜巻検討地域と比較して、「台風」, 「季節風(夏)」, 「停滞前線」を起源とする竜巻が多い。
- ・ 太平洋側から暖かく湿った気流が、竜巻の親雲の発達を促すと考えられる。

第 9.1-5 図 竜巻検討地域等における竜巻の発生要因の出現比率





第 9.1-6 図 CAPE の概念 <sup>(11)</sup>

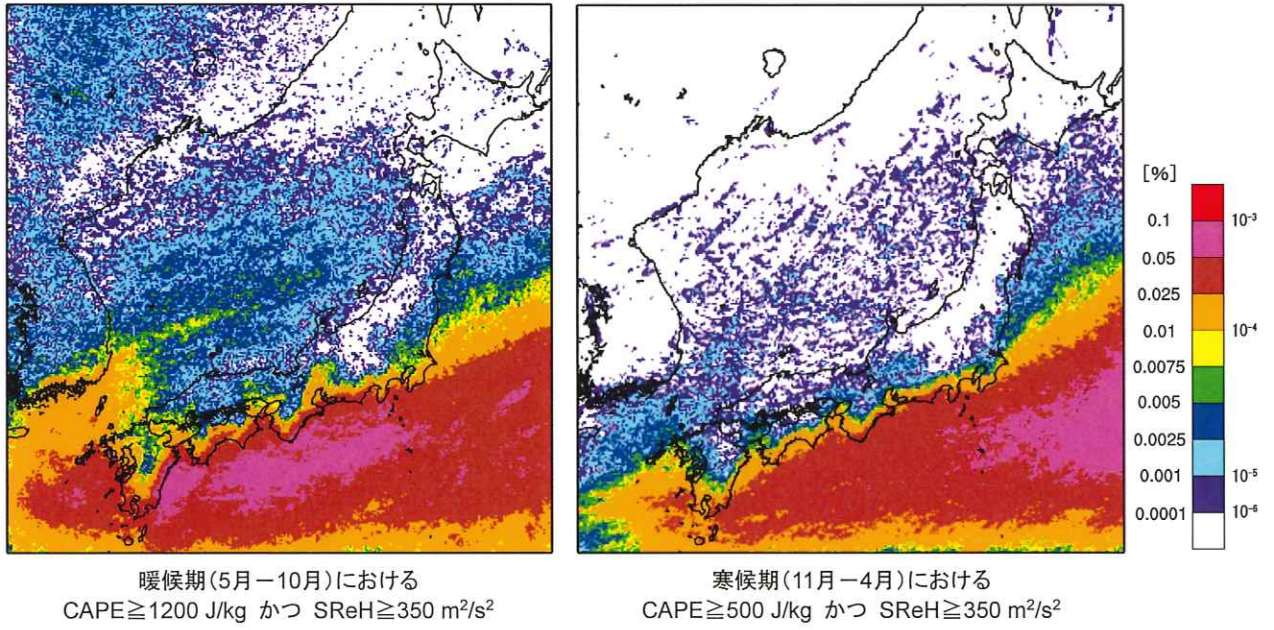


(a) 鉛直シアーにより水平渦度が生じる

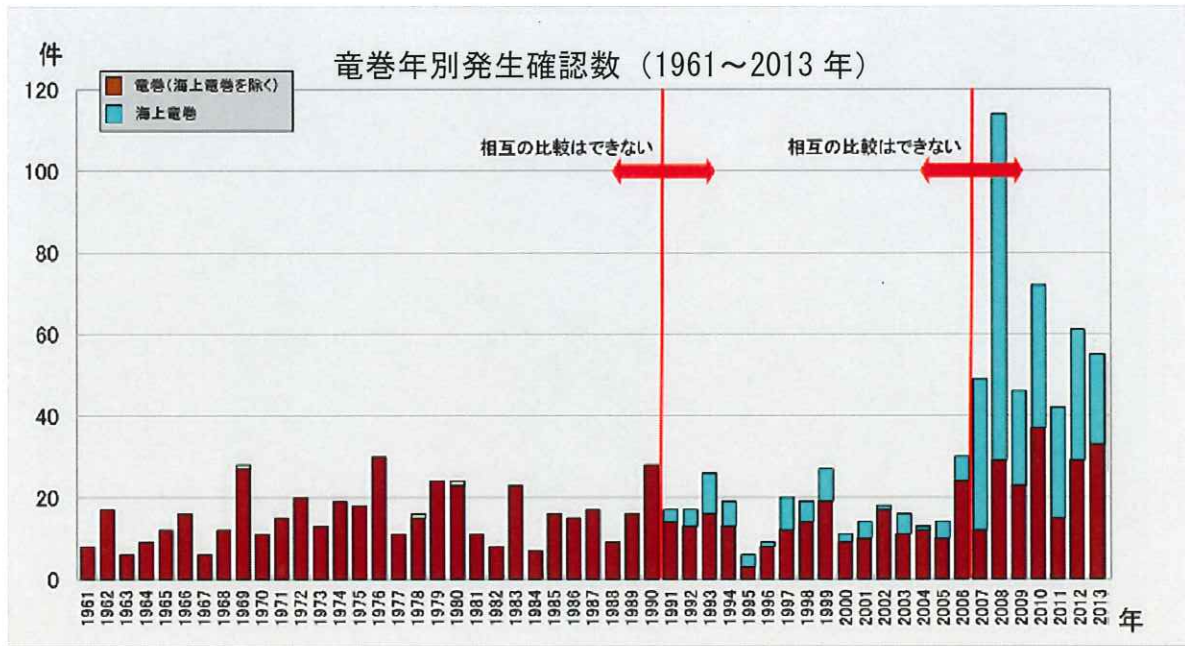
(b) 積乱雲の移動と積乱雲に吹き込む風

(c) 「水平軸周り」に回転する渦(矢印)が親雲に吸い上げられて立ち上がり、「鉛直軸周り」の回転になる。

第 9.1-7 図 SR e H の概念 <sup>(11) (13)</sup>

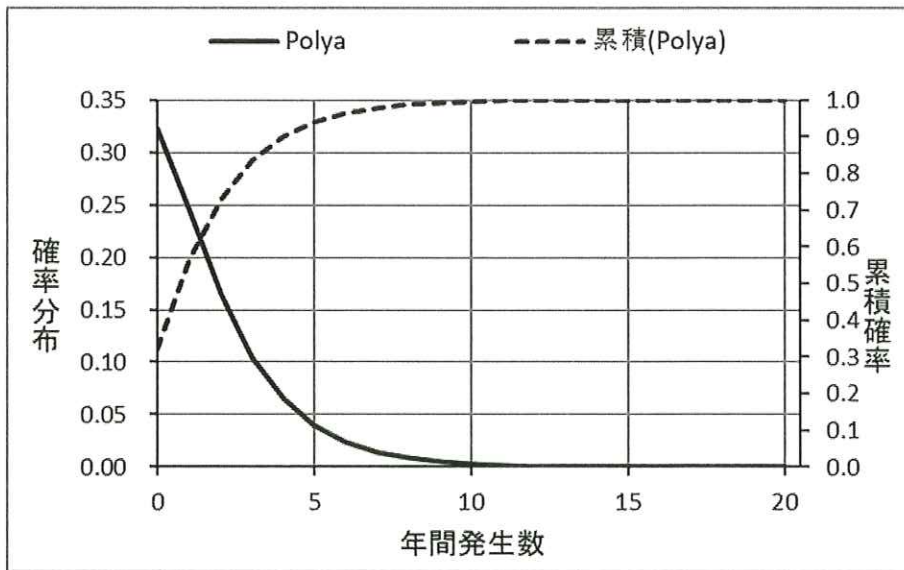


第 9.1 – 8 図 同時超過頻度分布の算出結果



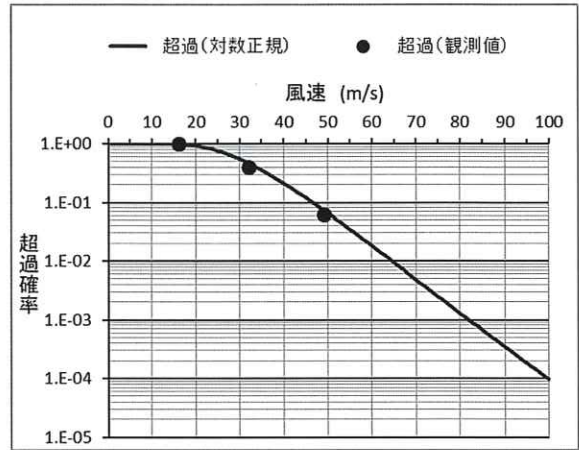
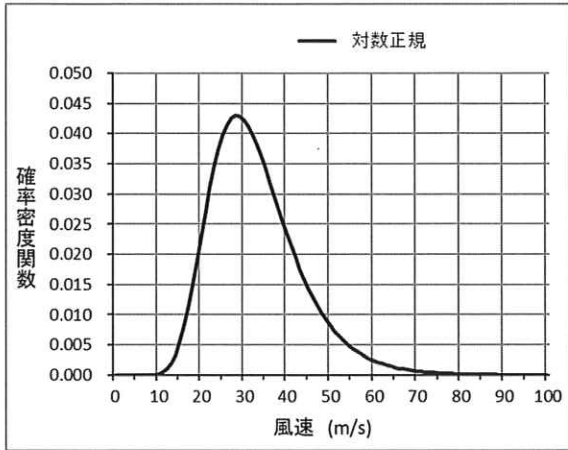
(出典：気象庁「竜巻等の突風データベース」)

第 9.2-1 図 竜巻年別発生確認数

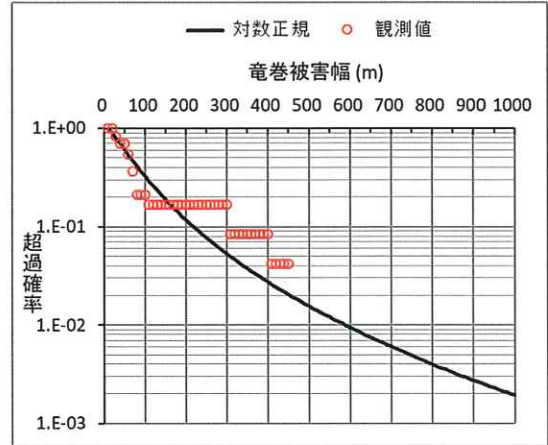
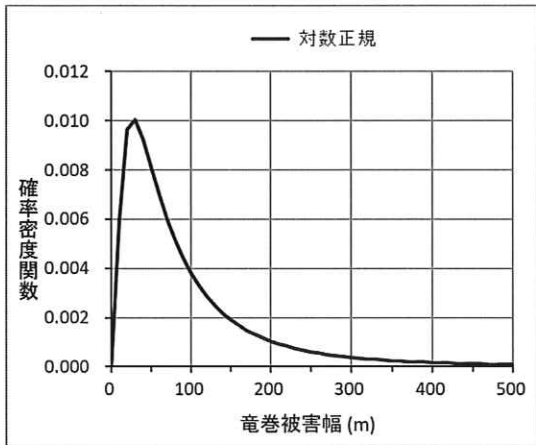


第 9.2-2 図 竜巻検討地域における竜巻発生数の確率分布と累積確率

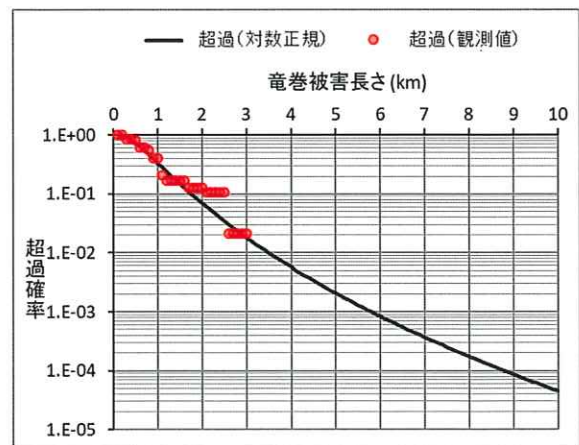
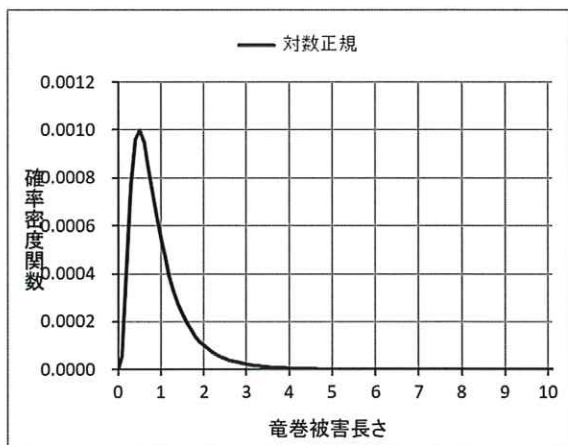




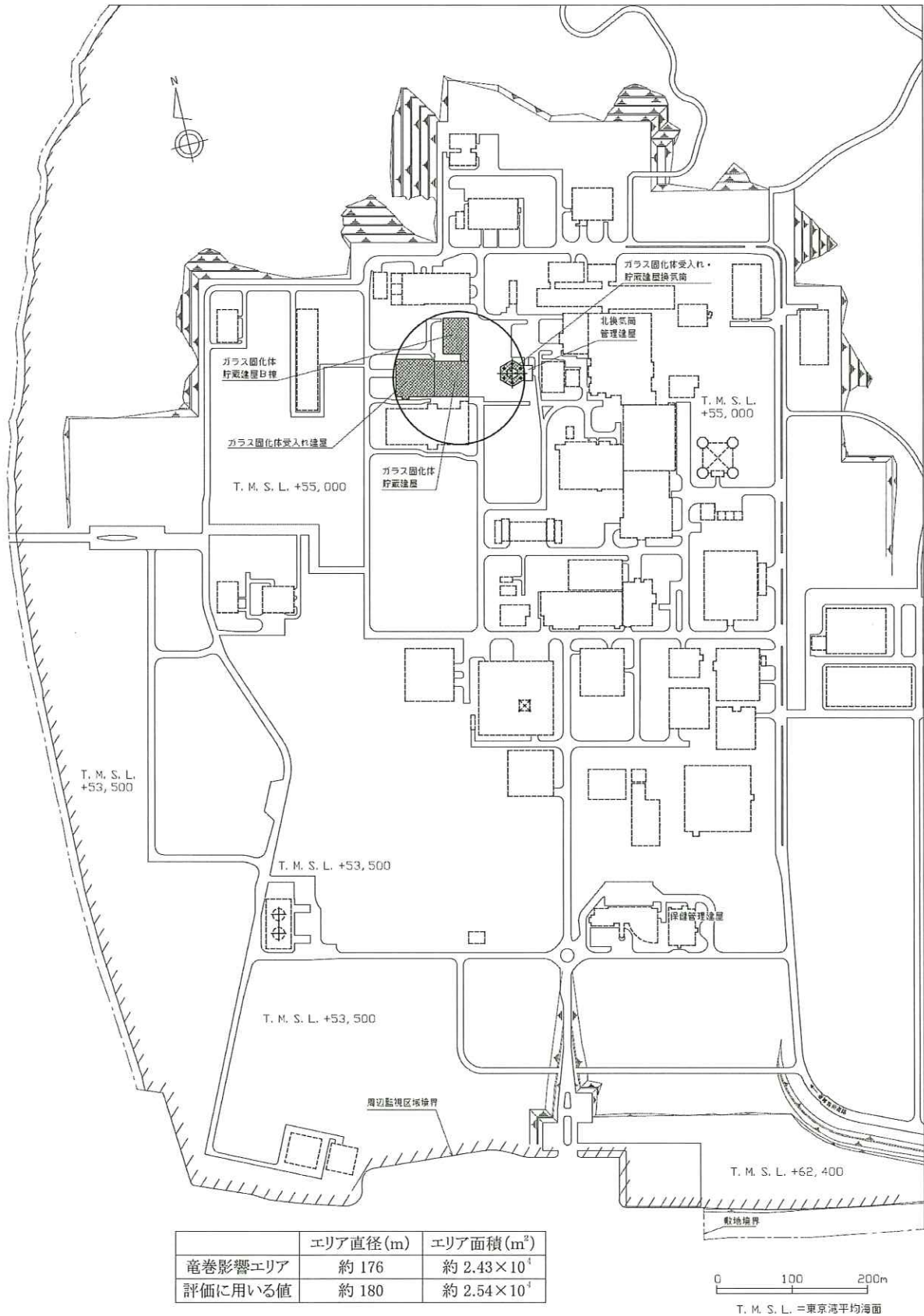
第 9.2-3 図 風速の確率密度分布 (左) と超過確率 (右)



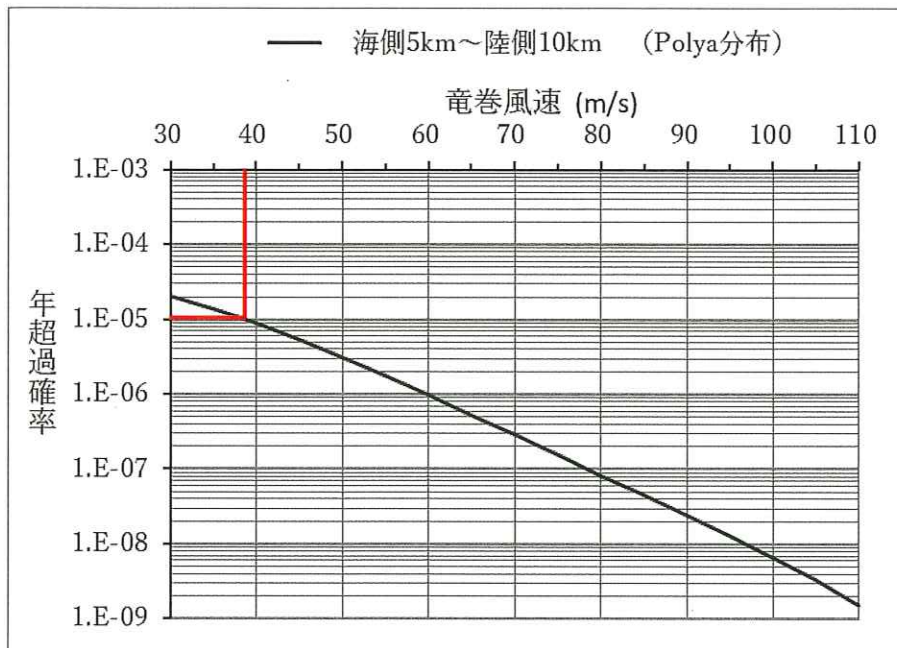
第 9.2-4 図 被害幅の確率密度分布 (左) と超過確率 (右)



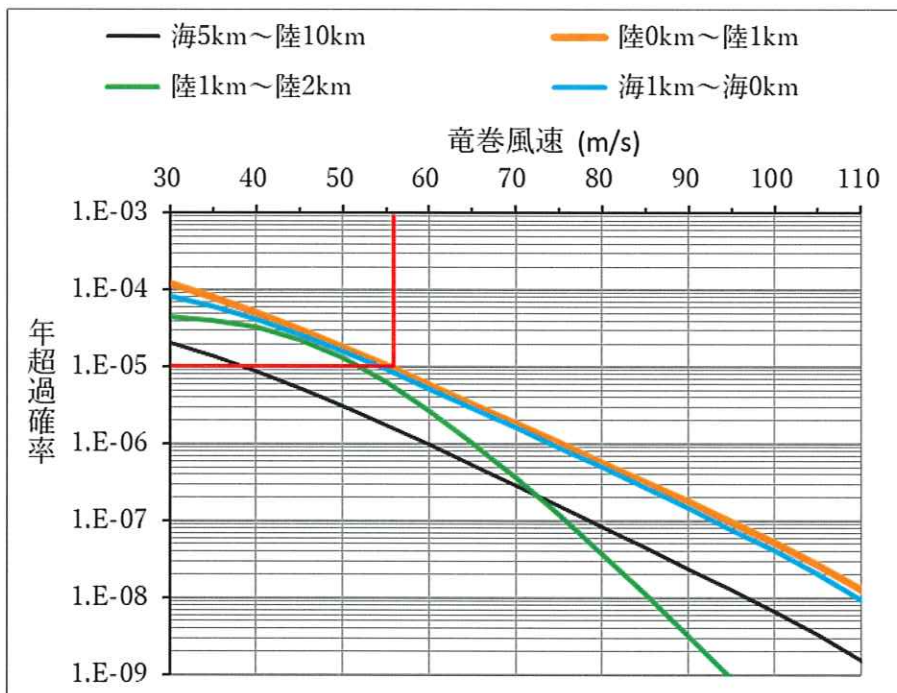
第 9.2-5 図 被害長さの確率密度分布 (左) と超過確率 (右)



第 9.2-6 図 竜巻影響エリア



第 9.2-7 図 竜巻最大風速のハザード曲線（竜巻検討地域）



第 9.2-8 図 竜巻最大風速のハザード曲線（1 k m 範囲）（参考）