

2011 東北地方太平洋沖地震津波の北海道への来襲

Behaviors of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami on the Pacific Coast of Hokkaido

渡部 靖憲

北海道大学工学院工学研究院

Yasunori Watanabe

School of Engineering, Hokkaido University

Abstract

A numerical computation of the 2011 Tohoku earthquake tsunami was performed to identify fundamental features of the tsunami evolution along the coast of Hokkaido, Japan. Edge waves formed at multiple locations where the refracted tsunami focused, governing local surface oscillations and regional variations in tsunami height along the Pacific coast of Hokkaido. The computation reasonably reproduced the distribution of surveyed tsunami height as well as the time records of surface elevation recorded at ports in Hokkaido. The major features of the frequency spectrum for the 2011 Tohoku tsunami were identical to those for the 2003 Tokachi-oki earthquake tsunami; inherent local properties of surface oscillation caused by the passage of edge waves existed, determined by the local bathymetry.

Key Words: The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami, Hokkaido, Edge Wave

キーワード : 2011 東北地方太平洋沖地震津波, 北海道, エッジ波

1. はじめに

2011年3月11日午後2時46分、三陸沖で発生したマグニチュード9.0の地震によって発生した津波は、甚大な被害を受けた東北、北関東だけではなく、北海道の広い範囲に1日以上に渡って継続的に来襲し、浸水被害、家屋、漁船、養殖施設、自動車等の総額300億円（北海道関係分）を超える物的損壊及び人的被害を引き起こした。東北地方を中心と想定し得る津波対策を講じてきた地域においてもその想定を圧倒的に超える巨大津波の来襲により、東北地方を中心にかつてない規模の多大な犠牲と地域社会の崩壊を目の当たりにし、十分な対策が施されていない北海道において今後予期される大津波に対する対策が急務であることは言うまでもない。

本稿では、著者らが行った調査速報と津波の再現計算から北海道太平洋岸における津波来襲形態の特徴と地域的な影響を分析し、明らかにすると共に、それらを今後の対策へ繋げようとするものである。なお、本稿は2011年5月に(社)寒地港湾技術センター発行「海と港」に寄稿した震災の速報「東北地方太平洋沖地震津波の北海道への来襲状況」と Coastal Engineering Journal, Vol. 54 「Evolution of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami on the Pacific Coast of Hokkaido」¹⁾とを部分的に統合し、取りまとめたものであり、必要であればそれらを参照頂きたい。

本稿、2章では、東日本大震災を引き起こした2011東北地方太平洋沖地震津波の発生について概説する。3章では、北海道太平洋岸の津波高現地調査から判明した津波高さの全体的な分布について説明され、4章では津波の数値計算法について、また5章において海岸に沿って生じたエッジ波の発達過程を現地調査並びに計算結果の両側面から明らかにする。6章において、これら調査、分析結果を結論付けると共に今後北海道の地域的津波対策へ向けて必要と考えられる事項を整理する。

2. 2011年東北地方太平洋沖地震津波の発生

2011東北地方太平洋沖地震津波の発生直後の特徴を以下に概説する。なお、「東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ」により行われた調査結果に基づく全体的な津波来襲の特徴については、Mori et al. (2012)²⁾を参照されたい。

国土地理院によると、今回の地震は日本の太平洋側で典型的な太平洋プレートと陸側北アメリカプレート境界面での逆断層運動により、すべり面上で最大約27.7mの断層の移動があったとされている。断層の移動は、岩手沖から茨城沖に及ぶ約380km、幅85kmと極めて広範囲に渡って発生し、断層の陸側では2m以上の海底の沈降、沖側では4m以上の隆起が確認されている。即ち、東北地方では津波発生の初期において、海底の沈降に伴う引き波が伝播した後、海底隆起に伴う津波第1波が来襲したものと考えられる(図1参照)。なお、この断層運動により、牡鹿半島で最大530cmをはじめとして東北、関東各地有意な水平地殻変動が観測されている。

大船渡、釜石、宮古に渡る三陸海岸では海岸の直前までは水深が深いため津波の伝播速度は相対的に速く、地震発生後約15分程度で第1波が到達し、その数分後に牡鹿半島、入り組んだアリス式海岸において局所的な波の増幅が発生し、その15分後には一旦波が引き、その後約30分程度の間隔で第2波、3波と連続した津波の来襲があったと考えられている。陸域への広域の遡上が報道された低地が広がる仙台湾は相対的に水深

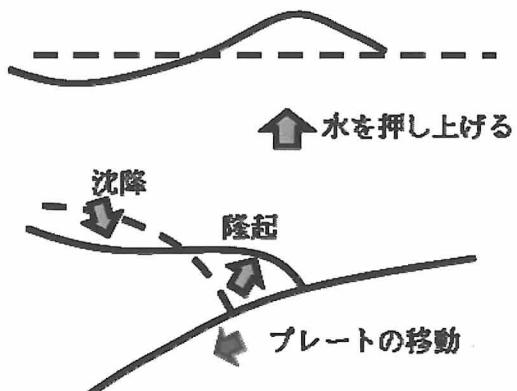


図1 海底変位と津波の発生を表した概略図



図2 仁雁川河口付近の痕跡堆積物（左：遡上高 3.74m, 遡上距離約 40m), 海抜 4.4m の海岸堤防を乗り越え家屋が浸水。背後の道路法面を遡上した（右：えりも町歌露，痕跡高 4.68m）

が浅いため津波の速度は低下し、地震発生後約40～50分後に到達したものとみられる。岩手県での津波の陸域での浸水高さは、10m以下から20mを超える地域が隣接し、さらに陸域での局所的地形勾配に依存する遡上高は、最大40mを越える史上最大級の津波高を記録した²⁾。宮城から茨城にかけ遡上高は約10mから5m、また青森で10m以下となる分布が本州の海岸域でのおおよその特徴である。一方、福島県福島原子力発電所近くにおいてその周辺より高い20mを越える痕跡高が観測されるなど、津波の局所的な増幅は海岸の地形に強く依存し、また津波の遡上は陸域の地形に依存する。今回の津波は、その想定を超えた規模はもちろんあるが、地域の地形的特徴が被害と避難行動に強く影響を与えたものである。

3. 北海道太平洋岸の津波調査

2011年3月15～17日に渡り、北海道大学大学院工学研究院環境フィールド工学部門において組織された津波調査チームにより、苫小牧から釧路にかけて津波の痕跡調査を行った。この調査は、著者に加え、同部門山田朋人准教授、猿渡亜由未助教、中山喬文（当時北海道大学工学部学生）で行われ、特に海岸部での津波痕跡の高さと遡上距離を測量し、地域的津波遡上の特徴から今回の津波の襲来メカニズムの解明を目的としたものである。なお、同時期に室蘭工業大学、北海道工業大学、北海道大学地震火山センター、寒地土木研究所の研究機関、気象台、開発局の行政機関と民間建設コンサルタントの産官学に渡る調査がそれぞれの目的のため独自に進められていた。

津波が陸上を遡上し構造物が浸水した場合、濁った海水が建物、構造物等に付着するウォーターマーク及び遡上した津波が打ち上げるごみや流木等の痕跡堆積物が位置する海面からのレベルを測量し(図2参照)，計測時の潮位によってTPを基準とした海拔の水位へと

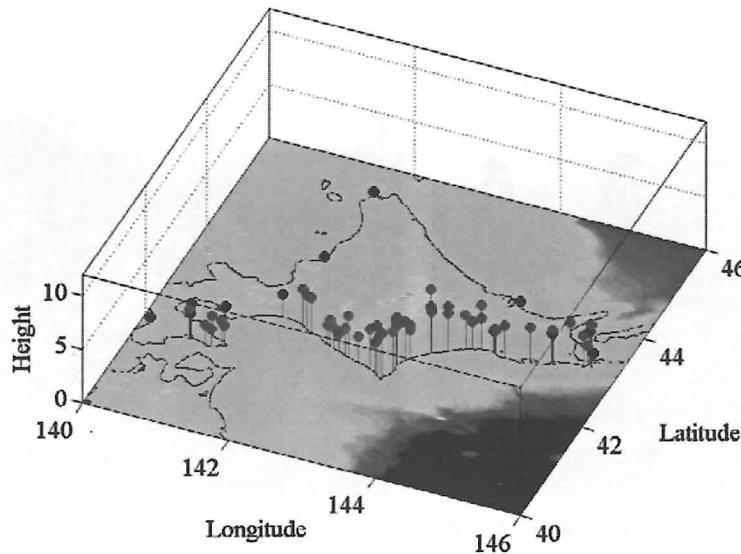


図3 津波高観測結果の分布：遡上高（赤），浸水高（青），験潮記録から読み取った最大津波高（黒）

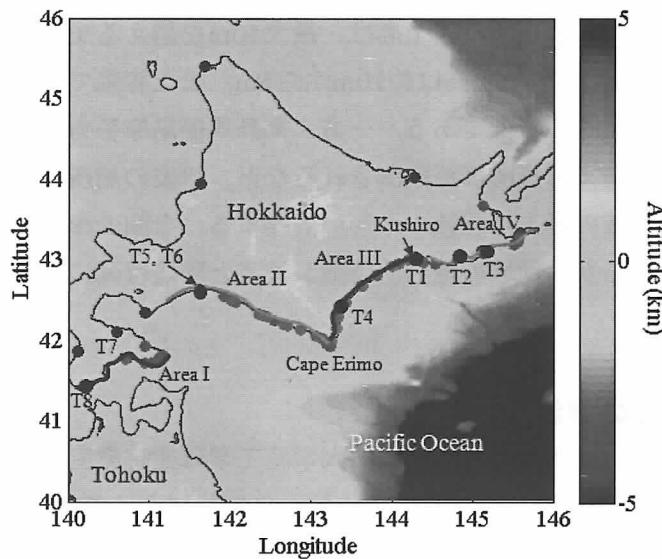


図4 観測場所（図3に対応している）

補正，さらに津波来襲時の天文潮位によって補正され，津波にのみ起因する津波高さを取得する。前者は痕跡高，後者は遡上高と定義され，局所的な陸上地形の影響を考慮し評価される。

図3に北海道太平洋岸の浸水深，遡上高，そして港湾，漁港において観測されている験潮記録から読み取った最大潮位偏差の分布を示す。特徴的なのは，襟裳岬付近が痕跡高で4mを超える高い津波の来襲があったことである（最大痕跡高 4.68m）。これは岬への波の集中による増幅が原因であり，後に再現計算をもとに説明されるエッジ波のソースとして

高い水位の変動があったものと考えられる。襟裳から釧路にかけて(Area III), 3~4m 程の津波遡上高が観測され、特に十勝側河口付近の平坦な地形が広がる大津付近では広域の遡上と浸水が確認された(観測場所は図 4 を参照)。特に背後に湿地帯を抱える掘り込み港である大津漁港は津波が掘り込み航路を直接伝播して港内に侵入し広く陸域が浸水したものであり、大津港内では 4m を超える高さの痕跡が確認されている。襟裳岬から西側(Area II)では、浦河が 2.5m から 4m 弱の遡上高、新日高町では相対的に低く 1.5m から 2.5m の遡上高、門別、鶴川では 3m から 3.5m の痕跡、遡上高が観測されている。また、道南(Area I)では、約 1~3m、釧路以東(Area IV)では、2~4m の痕跡高が観測されており、局所的変動はあるものの、太平洋岸で地域的な津波高さの分布が生じていたことがわかる。これらについて、数値計算結果をもとに 5 章で再度議論を行う。

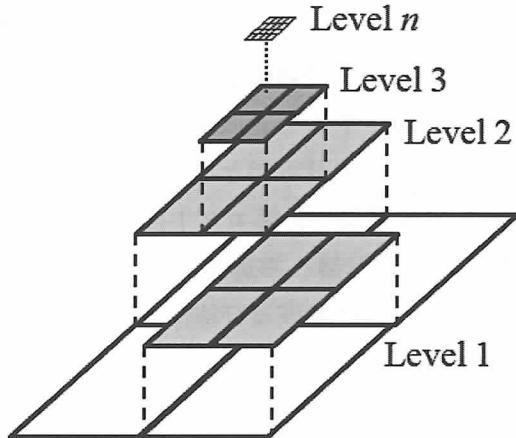


図 5 quad-tree 構造をベースとするマルチ解像レベルの計算メッシュ

4. 津波数値計算

津波の数値計算は一般的に海洋をカバーする非常に広い計算領域で行われる一方、海岸付近や局所的遡上を再現するためには非常に高い解像度で計算する必要がある。また本対象津波の様な発生初期から強い非線形性が観測されている波浪に対しては、特に発達する非線形波形がその伝播を通して十分に解像され、保存された上で計算を実行することが、正確に海岸における津波高さを決定するために不可欠となる。しかしながら、海洋全体を微小計算グリッドでカバーする高解像計算を行うことは計算コストの観点から現実的ではない。本研究で採用した Adaptive Mesh Refinement (AMR) は、解像度レベルを動的に操作し、高解像度並びに高効率計算を両立する計算法として注目されている。この AMR 環境において、同一最大解像度に対して 10 倍以上の計算時間の短縮が可能となり、さらに並列計算環境においては大幅な計算コストの縮減が可能となる³⁾。

4-1 Adaptive Mesh Refinement

AMR は、マルチスケールの流れに関する諸物理量を時間変化や空間変化に応じて計算ブロック及びグリッドの細分化を動的に行う格子形成法である。AMR では、実際に差分計算を行う多数のグリッドから構成される計算ブロックによって計算領域がカバーされる。最も大きいブロックは計算領域全体であり(ブロック分割レベル 1)，レベルの増加に対してブロックが 4 分割される quad-tree 構造をもつ(図 5 参照)。

各ブロックに含まれる計算グリッド数は不変であり、含まれる計算グリッドもまた 1/4 の

サイズとなり解像度が4倍となる。ブロック分割あるいは結合を決定するパラメータは水位、流速、あるいはそれらの勾配など任意の変数で与えることができ、その閾値に計算解像度、計算負荷及び効率が依存することになる。また、最大分割レベルおよび最小分割レベルを適宜設定することによって、諸物理量の時間や空間的に変化の大きい箇所のみ計算ブロックの細分化が可能となる。よって、最大、最小分割レベルを予め与えることで、取得すべき解像度及び計算コストに応じた計算を可能とする。

AMR の津波計算への適用により、急峻な波形や沿岸域での浅水変形を高精度で解像し、津波到達前の静穏海域及び津波が通過した海域を粗いグリッドでカバーすることで計算コストを最小化することができる。即ち、グリッドの細分化及び粗視化を行うための水位勾配に対する閾値を適切に設定することにより、要求される解像度とコストを効率的に設定可能となる。

4-2 計算手順

水深積分非線形長波方程式と連続式を支配方程式とする。

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \nabla) \mathbf{u} = -g \nabla \eta + \nu_h \nabla^2 \mathbf{u} + \frac{f}{h + \eta} |\mathbf{u}| \mathbf{u} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}(h + \eta)) = 0 \quad (2)$$

ここで、水深平均流速 $\mathbf{u} = \frac{1}{h + \eta} \int_{-h}^{\eta} \mathbf{u}' dz$, \mathbf{u}' , η , h , ν_h そして f はそれぞれ、局所流速、水位、水深、水平拡散係数、抵抗係数である。ここでは、コリオリ力を無視している。多段階分離解法を(1)に適用すると、以下の圧力勾配、拡散、そして移流を記述する3つの式に分解できる。

$$\mathbf{u}^* = \mathbf{u}^n - \Delta t g \nabla \eta^n \quad (3)$$

$$\mathbf{u}^{**} = \mathbf{u}^* - \Delta t \left(\nu_h \nabla^2 \mathbf{u}^* + \frac{f}{h + \eta} |\mathbf{u}^*| \mathbf{u}^* \right) \quad (4)$$

$$\frac{D \mathbf{u}^{n+1}}{Dt} = \frac{\partial \mathbf{u}^{n+1}}{\partial t} + (\mathbf{u}^{**} \nabla) \mathbf{u}^{n+1} = 0 \quad (5)$$

ここで、上付き n はタイムステップ数、*は n と $n+1$ の中間的な段階を表す。 (2)に対しても同様に分離解法を適用し、次式を得る。

$$\eta^* = \eta^n - \Delta t (\nabla \cdot (\mathbf{u}^{**} h) - \eta^n \nabla \cdot \mathbf{u}^{**}) \quad (6)$$

$$\frac{D \eta^{n+1}}{Dt} = \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial t} + (\mathbf{u}^{**} \nabla) \eta^{n+1} = 0 \quad (7)$$

平均流速及び水位変動に対する線形方程式(3), (4)そして(6)には予測子修正子法を適用し、移流方程式(5)と(7)はセミラグランジュ法の一つである CIP 法を適用した（詳細は Watanabe et al. 2005⁴⁾）。CIP 法は、移流方程式を特性曲線に沿って直接任意の物理量をラグランジュ的に移流させる計算法であり、非線形な浅水変形並びに陸上への遡上波を直接輸送させ計

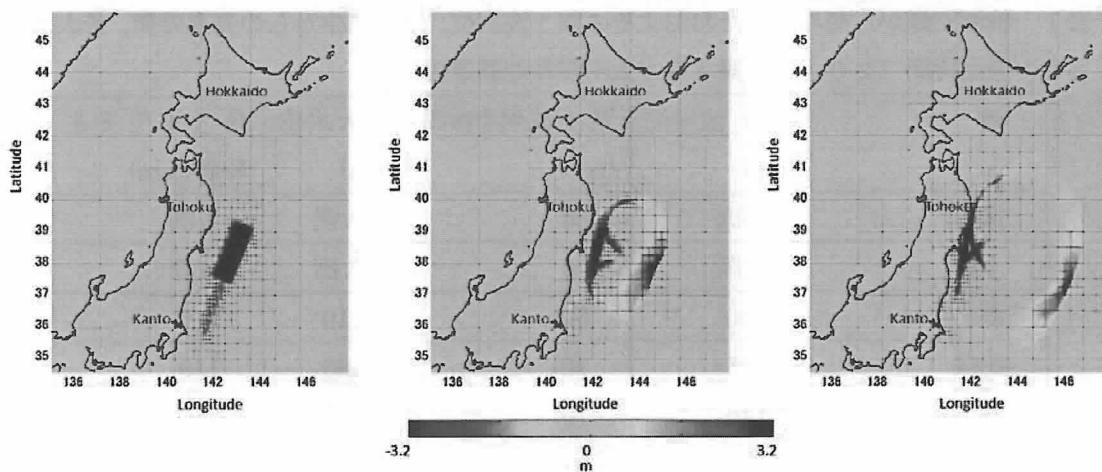


図 6 地震発生後から 34s (左), 605s (中), 1197s (右) の水位分布

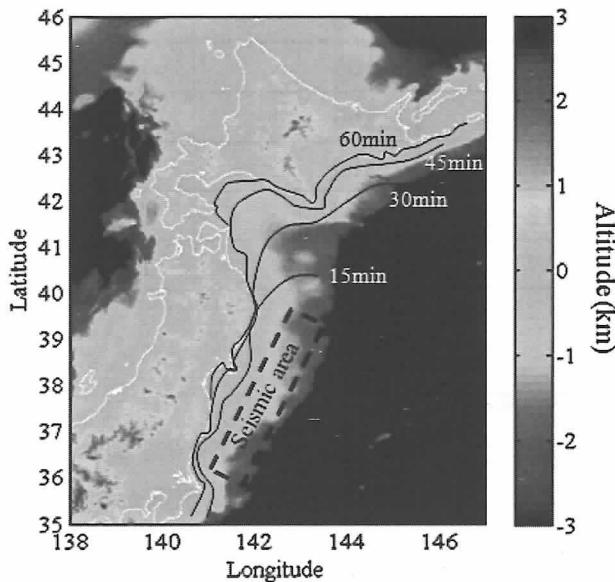


図 7 2011 東北地方太平洋沖地震津波の津波フロント位置の時間変化

算することが可能である(遡上計算の詳細は Watanabe et al. 2012¹⁾を参照).

4-3 計算条件

2011 東北地方太平洋沖地震津波並びに 2003 十勝沖地震津波に対して AMR 津波計算を行った。海底地形として、日本海洋情報データセンターが提供する 30 秒デジタル水深データ（解像度約 500m）を使用した。初期条件として、国土地理院が解析し公開している断層モデルによる海底変位を初期水位として与えた。開放条件を開境界で与え、境界近傍で津波を減衰させるためのスポンジ層を導入した。

表1 檜潮記録から読み取ったおよその第1波水位、地震発生からの到達時間、最大水位とその発生時間（2011年東北地方太平洋沖地震津波）

港	第1波水位(cm)	第1波到達時間(min)	最大水位(cm)	最大水位発生時間(min)
浦河	欠測	60	欠測	欠測
十勝	欠測	70	欠測	欠測
釧路	200	60	210	540
花咲	285	70	285	110
霧多布	140	70	265	450
苦小牧西	200	87	220	160
根室	36	90	68	330
森	90	100	165	285
函館	174	105	230	525
室蘭	78	105	100	320
網走	15	150	32	450
江差	37	190	50	530
稚内	12	250	32	525
留萌	17	360	18	495

5. 結果

5-1 2011 東北地方太平洋沖地震津波の伝達

地震後の水位変動とそれを解像する計算ブロックの時間変化を図6に表す。AMR環境での適合メッシュが動的に水面勾配の高い津波フロントを解像し、波源から放射状に伝搬する急峻な非線形波形が高解像 quad-tree グリッドでカバーされている。また、波浪変形が顕著となる沿岸海域は、最小グリッドでカバーされ、水深データと同一の最大解像度で計算される一方、津波が通過した海域では計算ブロックは粗いグリッドへと結合を繰り返しているのがわかる。

図7は、地震発生から15分毎の津波フロントの位置(波峰線)を計算結果から読み取り、表したものである。北海道内では、襟裳岬付近に最初に津波が到達し、地震発生から約60分後の間に新ひだか町から東側(Area II), 十勝, 釧路(Area III), 根室地方(Area IV)にかけてほぼ同時刻に第1波が来襲した。これらより西側胆振地方沖の海域は相対的に水深が小さいため津波の伝達が遅く、約90分後に苦小牧、100分後に森、室蘭、函館に第1波が到達し、これら到達時間は検潮記録(図9及び表1参照)とも矛盾なく計算されている。さらに津波は沿岸域を伝達し、地震発生から約2時間以上かけて網走、3時間後に江差、4時間後に稚内、その後留萌と6時間以内に北海道全域に広がった(表1)。また、この津波波峰線の変化は襟裳岬沖そして下北半島北側から胆振地方沖にかけて顕著な波の屈折を伴い津波が北海道沿岸へと伝播したことを表している(付録参照)。

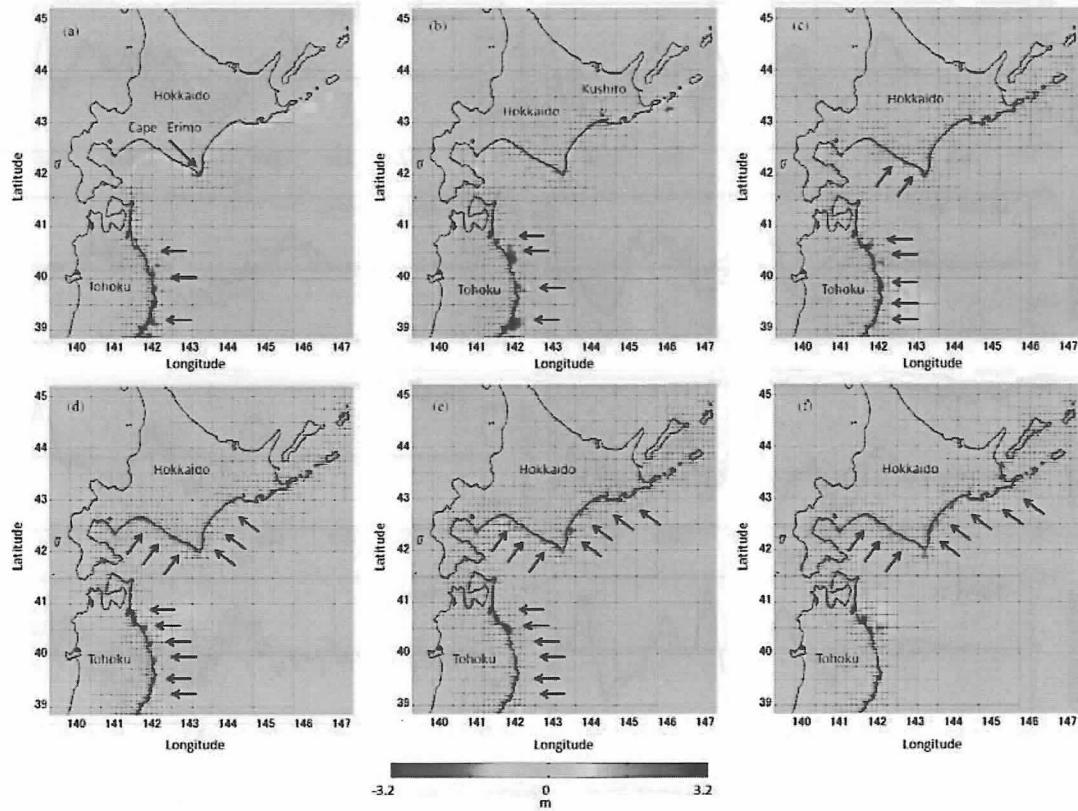


図 8 2011 東北地方太平洋沖地震発生後 3216s (a), 4251s (b), 6580s (c), 7619s (d), 9648s (e), 11836s (f) の水位分布。エッジ波の峰及び谷部を矢印で記す。

5-2 北海道太平洋沿岸での津波の発達

図 8 は、津波の北海道への来襲初期の水位分布の津波再現計算結果を表している。北海道太平洋岸の広い地域で約 2m 程の津波第 1 波が到達している一方、襟裳岬沖では岬両側から屈折して入射した波の集中により水位が高くなっているのがわかる（図 8 a）。なお、この波の集中に伴う増幅は 3 章で説明された最大津波痕跡高が襟裳岬周辺で観測されたことからも裏付けられる。その後、岬先端の水位が低下し（図 8 b），その周辺の水位が上昇する。即ち岬をソースとして生成された波が海岸線方向へ水位が変動し海岸線に沿って伝播する典型的な沿岸捕捉波であるエッジ波が発生していることがわかる（図 8 d,e,f）。襟裳岬から東西の海岸線方向に伝播するこのエッジ波の波長は約 50~80km であることが図 8 から読み取れる。襟裳岬周辺では継続的に水位が振動し、長期間に渡ってエッジ波を生成しつづける。一方、同時に釧路周辺から地形的な共鳴に伴ってエッジ波が生じ、太平洋岸はこれらエッジ波の重合により太平洋岸では最大津波高さが局所的に変動し第 1 波より大きな津波の継続的な襲来を受けていたことがわかる。こうして発生したエッジ波は北海道の全海岸線を伝って広がり 1 日以上に渡って継続的な水面振動を引き起こしたことが各地の験潮記録から観察できる。なお、2003 十勝沖地震津波において、襟裳岬周辺で励起された同様なエッジ波が確認されている（河田ら 2004⁵⁾， Watanabe et al. 2011³⁾）。

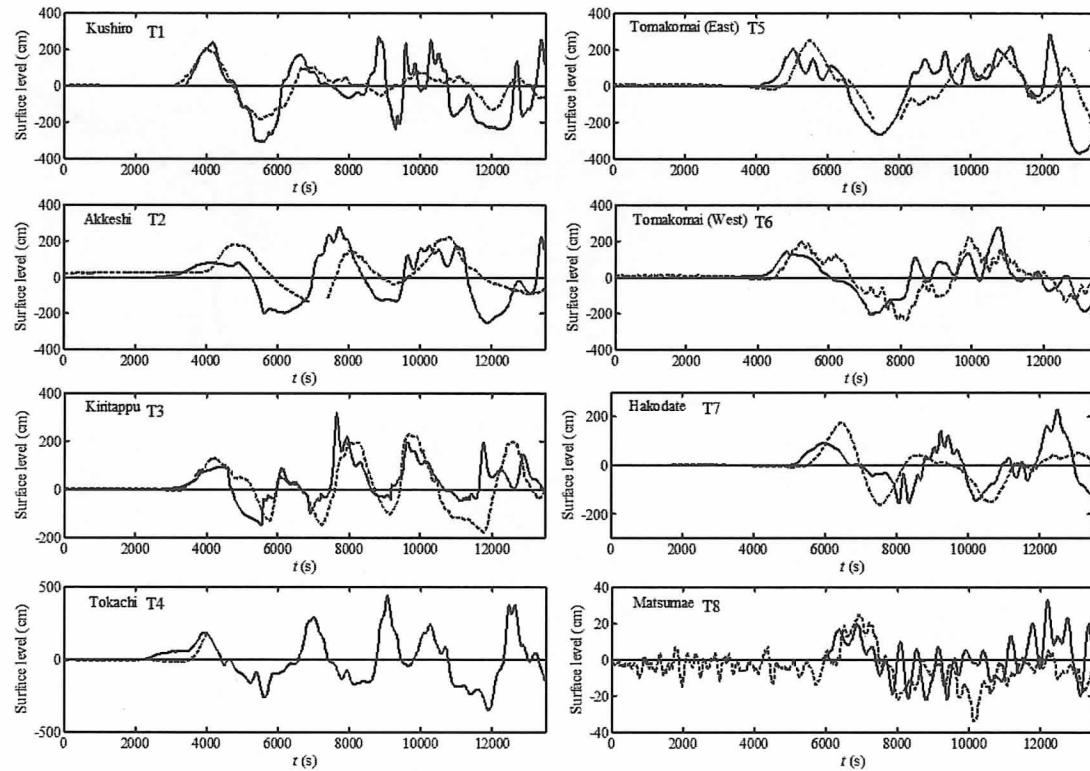


図 9 北海道内の駿潮所における潮位偏差記録（破線）と同一地点における水位変動の数値計算結果。釧路港(T1), 厚岸港(T2), 霧多布港(T3), 十勝港(T4), 苫小牧西港(T5), 苫小牧東港(T6), 函館港(T7), 松前港(T8)。駿潮所の場所は図4の地図を参照。

方、約 80~130km に及ぶ大スケールなエッジ波が岩手県から青森県の沿岸域においても観察され（図8の矢印参照）、東北地方においても沿岸域に捕捉されたエッジ波が津波の来襲に大きな影響を与えていたものと考えられる。

エッジ波の通過に伴う典型的な水面振動を全道各地の駿潮記録並びに再現計算結果から確認することができる（図9参照）。観測及び計算結果の両時系列が示す典型的な水位変動の相関は、本数値計算法の妥当性及び信頼性を表すものである。釧路港駿潮所(T1)では、第1波が到達して以降、約40~50分間隔で第2波、3波と連続して水位が振動し、最大水位を持つ津波は深夜23:40分頃に発生している（表1参照）。これは津波の第1波到達から実際に8時間後であり、この長期に継続する来襲が津波警報が継続して発令し続けられた理由である。

この沿岸域に捕捉され、沿岸方向の振動モードを持って広がるエッジ波の波長並びに周期は、海底地形に依存して異なる。一定の海底勾配(s)をもつ真直ぐな汀線をもつビーチ状の海岸に発生するエッジ波の分散関係は次式で与えられる。

$$\frac{\sigma^2}{2ksg} = n + \frac{1}{2}, \quad n=0, 1, 2, \dots \quad (8)$$

ここで、 σ は角周波数、 k は波数、 n はモード数を表す(Mei 1983, Gonzalez et al. 1995)。

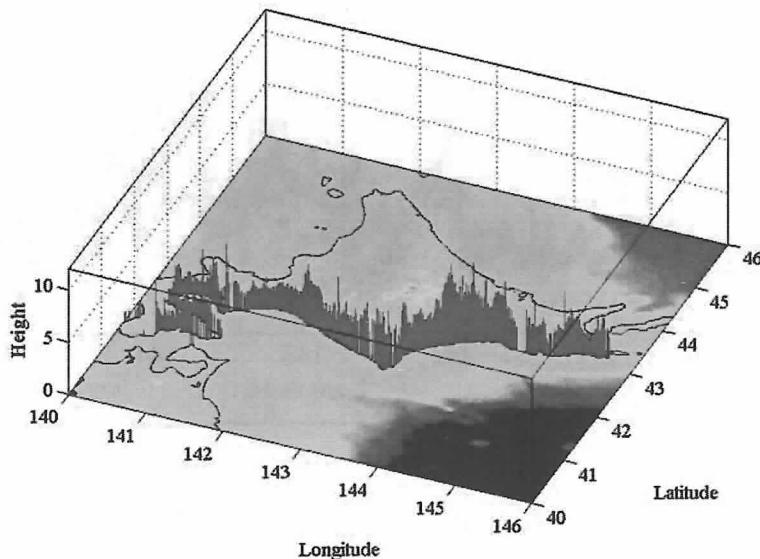


図 10 北海道太平洋岸沿岸域の最大津波高の分布（計算値）

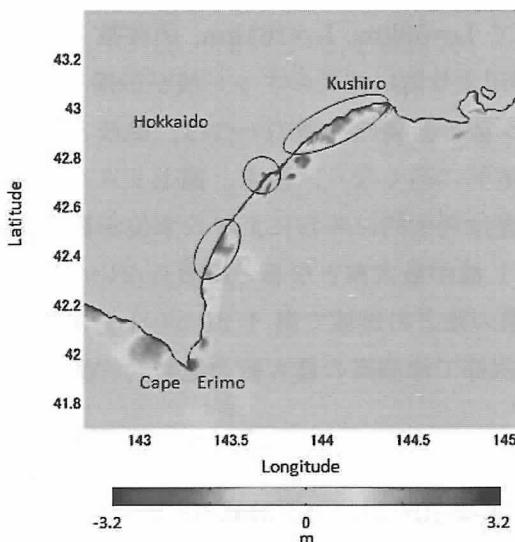


図 11 地震発生後 10048s の水位分布と遡上域（丸で囲まれている地域）

釧路から西の太平洋岸($s=0.0044$)では、駿潮記録から読み取れる周期 $3 \sim 4 \times 10^{-4}\text{Hz}$ の水位変動をもつ 0 次モードのエッジ波の波長(L_0)は、 $43 \sim 76\text{km}$ であり、水位分布の計算結果から読み取った波長と一致する。一方、1 次モードの同一周波数に対応する同様な波長は $128 \sim 228\text{km}$ と長く、これに相当する波長の変動は計算結果からは確認できなかった(ちなみに $L_1=128\text{km}$ は襟裳岬から釧路までの距離と同等である)。Fujima et al. (2000)⁷⁾ は、モードに依存したエッジ波の挙動を特徴化し、0 次モードでは規則的な波列が形成され局所的な共鳴を伴うことを指摘しており、これは計算結果から得られている水位分布の特徴と一致する。即ち、北海道太平洋岸では、0 次モードの沿岸海域に捕捉されたエッジ波が津波の

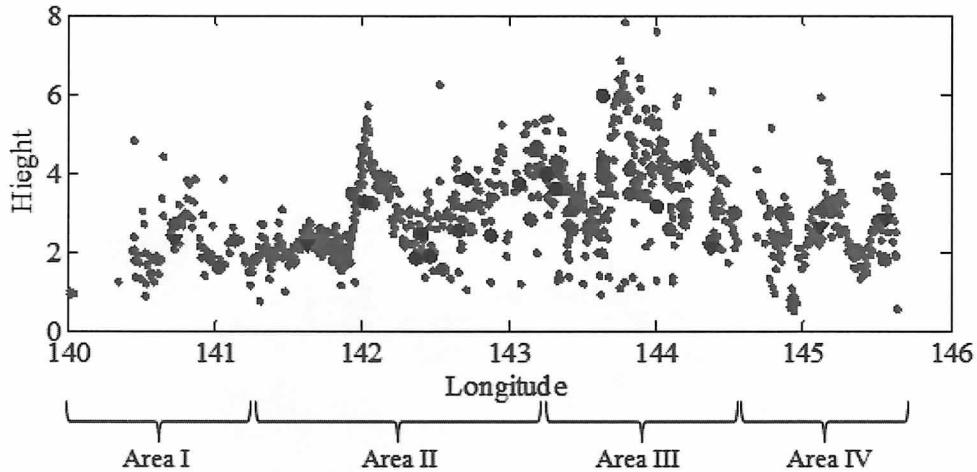


図 12 津波高の計算結果（赤丸）、痕跡高（観測値、青丸）、遡上高（観測値、黒丸）、駿潮記録の最大値（黒三角）の比較。

発達を支配していたと結論付けることができる。ちなみに、苫小牧港周辺($s=0.0031$)では、周波数 $3 \times 10^{-4}\text{Hz}$ に対して $L_0=53\text{km}$, $L_1=161\text{km}$, 周波数 $4 \times 10^{-4}\text{Hz}$ に対して $L_0=30\text{km}$, $L_1=90\text{km}$ となり、釧路周辺より短い波長のエッジ波が伝播していたものと考えられる。

海岸に捕捉されたエッジ波の重要な特徴の一つは、風波とは異なり、水深が浅くなる岸に向かって水位が指数関数的に高くなり、浸水、遡上リスクが高くなることである。さらに、これらエッジ波の重畠は局所的に非常に大きな水位を誘発する可能性があり。一般に言われているように、第1波が最大波となるとは限らないのはこのためである。既に説明されているように、北海道の殆どの地域で第1波から十分に時間が経過した後に最大水位が発生している（表1）。次節で津波高の最大値の地域的特徴について議論する。

5-3 最大津波高

図10に北海道太平洋岸水深10m以浅の全計算点における最大津波高の分布を示す。海岸線に沿って地域的な津波高の変動がみられ、相対的に高い最大津波高は顕著な津波の遡上が観察された地域において発生していた（図11）。

津波高の地域的最大値の計算結果と3章で説明された観測津波高を比較したのが図12である。Area II及びIIIのいくつかの地点で計算結果は若干過大であるが、全体的な津波高の空間分布は観測結果と矛盾なく、これは北海道太平洋岸の津波高の空間特性はエッジ波の重合に支配されるという本稿の結論を支持するものである。なお、さらに高解像地形データの使用が可能となれば、さらに高い精度の津波高を再現可能となるものと考える。

5-4 2003十勝沖地震津波との比較

2003十勝沖地震津波は、2003年9月26日、M8.0のプレート境界間地震による逆断層海底変位に伴って発生した。断層距離は約90km、滑り距離は5mと東北地方太平洋地震と

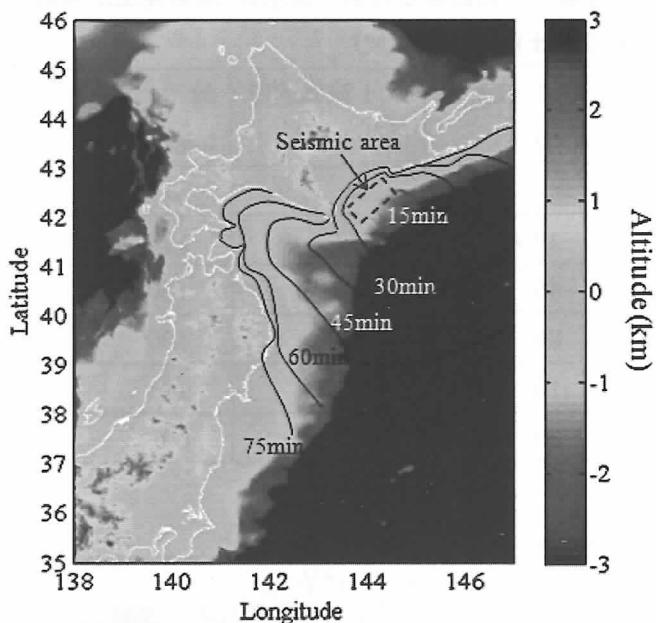


図 13 2003 十勝沖地震津波の津波フロント位置の時間変化

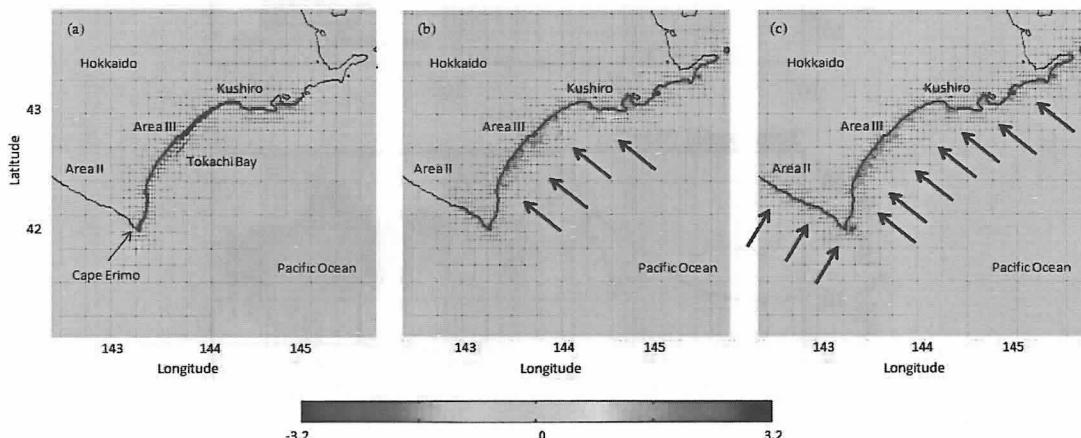


図 14 2003 十勝沖地震発生後 1852s (a), 3305s (b), 4868s (c) の水位分布. エッジ波の峰及び谷部を矢印で記す.

比べると、長さスケールで 1/5 に満たない。北海道沿岸で観測された津波高も 1~3m と東北津波のそれと比較して小さいものであった。この節では、これら 2 つの津波の発達を比較し、北海道における津波来襲の特徴を抽出していく。

図 13 は 2003 年十勝沖津波の第 1 波津波フロントの位置を地震発生からの 15 分毎に示したものである。津波は 30 分後には十勝、釧路地方全域 (Area III) に到達し、その後日高地方沖 (Area II) の深い海域を速い速度で伝播する。

波源から放射状に広がった津波フロントは十勝湾 (Area III) で浅水変形によってその波高が増幅され、その後、海岸線に沿って波長約 50~80km の水位変動が発生していることが

表 2 検潮記録から読み取ったおおよその第1波水位、地震発生からの到達時間と最大水位、その発生時間（2003年十勝沖地震津波）

港	第1波水位(cm)	第1波到達時間(min)	最大水位(cm)	最大水位発生時間(min)
十勝	-	25	-	25
釧路	105	30	125	280
厚岸	40	40	120	95
苦小牧西	30	70	100	440
森	10	75	165	200
臼尻	30	120	50	180

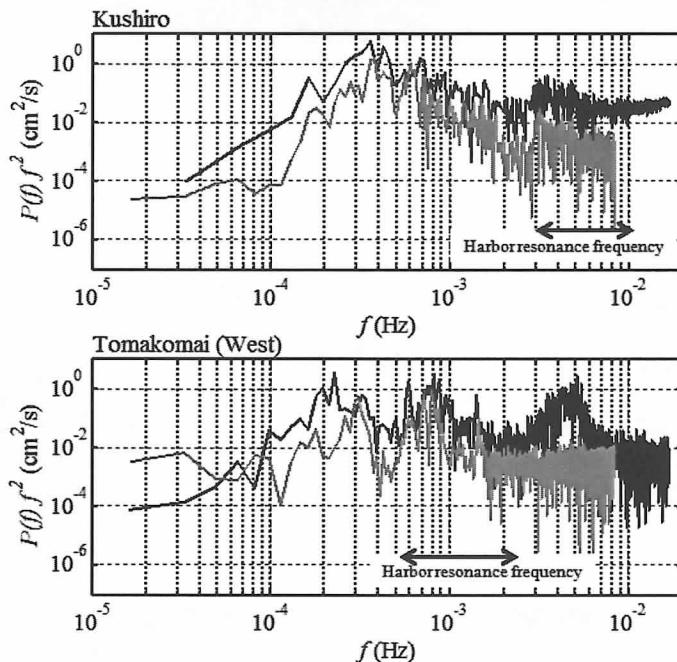


図 15 2011 東北地方太平洋沖地震津波（黒線）と 2003 十勝沖地震津波（灰色線）に対する
釧路港（上）と苦小牧港（下）の検潮記録の周波数スペクトル

観察できる（図 14 参照）。即ち、これは 5-2 で既に議論された 0 次モードの波長をもつ同様なエッジ波が 2003 十勝沖津波においても発生していたことを表している。さらに、襟裳岬沖で連続したエッジ波の生成が繰り返されたことも共通の特徴である。なお、2003 十勝沖津波のエッジ波の生成への襟裳岬の寄与は河田(2004)⁵⁾でも指摘されている。十勝沖津波においても、水位は相対的に低いものではあるが、東北地方太平洋津波と同様に襟裳岬、釧路、厚岸湾から納沙布までの複雑な地形に共鳴し励起されたエッジ波が顕著に波を局所的に増幅させ、第1波到達から何時間も経過した後、最大水位が発生した（表 2 参照）。

今井ら(2009)⁸⁾は、1944 昭和東南海地震津波が励起したそれぞれ陸棚セイシュ、エッジ波そして港内副振動による長周期水位変動について調査を行っている。以下に、同様な観点から、十勝沖、東北津波の両者に起因する水位変動の周波数特性について議論を行う。

両津波発生後の釧路港(T1)及び苫小牧西港(T6)における駿潮記録の周波数スペクトルを図 15 に表す。なお、釧路港の港内副振動は $f \geq 3 \times 10^{-3} \text{Hz}$ 、苫小牧では $f \geq 6 \times 10^{-3} \text{Hz}$ で現れることがわかっている。2011 東北津波のエネルギー密度は全周波数に渡って 2003 十勝沖津波より大きい一方で、特に $2 \times 10^{-3} \text{Hz}$ 以下の低周波数域では両港共、類似したスペクトル形状をもつことがわかる。これは、津波による水位変動は、局地的に固有な統計的性質をもつことを示唆するものである。エッジ波に起因するスペクトルピークも両津波で同一の周波数で現れており（釧路港では $4 \times 10^{-4} \text{Hz}$ 、約 42 分周期、苫小牧港では $3 \times 10^{-4} \text{Hz}$ 、約 54 分周期）、これらはそれぞれ 5-2 で既に議論された 0 次モードエッジ波の周波数と同一である。即ち、エッジ波の通過に伴う水位振動の周波数特性は、津波の規模に因らず、局地的沿岸海底地形によって決定されることを表している。

これら両津波の来襲状況の共通点を整理すると、襟裳岬と釧路から納沙布までは第 1 波到達後波の集中を受けると同時に、水位が岸に向かって指数関数的に高くなる波浪形態をもつエッジ波が発生し、30m/s を越える速度で伝播するため、早期からの警戒が不可避である。また、太平洋岸全域においてエッジ波の重合並びに地形に依存した波の共鳴により、予測不能な時間に地域的に非常に大きな水位が発生する可能性があるため、継続的な警戒体制をとる必要がある。津波警報は近年の目覚ましい技術の下で各段の発達がある一方で、今回の様な巨大地震に対する津波予測は技術的に不可能であつただけでなく、2 波目、3 波目と連続して襲来する波の時間的空間的変動の事前の予測はさらに困難であり、避難時には先入観や過去の経験だけで判断せずに避難指示に従って行動しなければならない。

6. おわりに

北海道の海岸での津波の発達の特徴を明らかにするため、2011 東北地方太平洋沖地震津波の数値解析並びに現地津波高調査を行った。

襟裳岬沖及び釧路沖で屈折した津波が増幅した後、連続したエッジ波が継続して形成される。この海岸に捕捉されたエッジ波は 0 次モードの分散関係をもち海岸線方向に水位が変動し、海岸線に沿って進行する。地形的共鳴により複数のソースから生成されるエッジ波の重合によって最大津波高の地域的変動が生じる。0 次モードのエッジ波の通過に伴う水位変動の周波数特性は局地的な沿岸海底形状に依存し、それ故規模の異なる 2011 東北地方太平洋沖地震津波と 2003 十勝沖津波とのおいて同一である。即ち、今後北海道への来襲が予期される津波も同様な特徴をもつものと考えられるため、局所地形に依存した地域的来襲形態の特徴を反映した地域毎の事前のハード並びにソフトによる防災体制が早急に検討されなければならない。

甚大な被害を与えた東北地方太平洋地震津波の大きな代償をどのようにとらえ、どのように今後につなげるか、我々に問われているものは極めて大きい。今回の津波において津波警報の予想水位をもとに避難したにもかかわらず発生した人的被害、また予想到達時刻を十分に過ぎていたため津波は来ないと帰宅した際に発生した被害、第1波到達後十分時間が経過したため一時帰宅した際に最大波が来襲したケースなどは、津波来襲の地形に依存した地域的特徴、エッジ波の局地的増幅過程、そして長期間に渡る津波来襲の特徴を前提とした避難体制あるいは防災教育の拡充などを経て軽減することが可能なものと考える。このためには、避難時の避難環境の整備と災害時に欠如する情報環境の整備が必要であり、また被害を最小化するためのハードウェアの整備あるいは既存施設の防災施設としての再利用可能性の検討をさらにすすめ、複合的防災機能を有する地域社会への再構成が望まれる。

北海道では特に冬期の津波被災リスクは高く、降雪結氷が避難を困難にするだけではなく、冷たい海水の浸水による人的被害、流氷襲来時には氷板ガレキ化による被害の増幅など山積する問題を早急に検討し、対策が講じられなければならない。

謝辞

津波高観測結果の一部は(独)土木研究所 寒地土木研究所から提供されたものである。道内の験潮記録は北海道開発局から提供されたものである。記して謝意を表す。

付録

大学学部での専門教育の一部で行われる波浪の伝達あるいは発達の基本的な特徴をここに概説する。今回の津波が発生した後、どのように伝搬し、発達したのかを理解するために必要であれば一読頂きたい。なお、ここでは波浪に関する専門知識をもたない読者を対象とし、概念的な説明を行うため、厳密な意味で正確でない表現が含まれていることを了解頂きたい。

津波の到達時間を見積もるために、津波の伝播速度を知る必要がある。津波の様に数百 km に渡って発生する波は、その波長が水深に比べて非常に大きく、この様な波は長波と呼ばれ、波動理論からその速度(C)は、 $C=(gh)^{1/2}$ で近似できる。ここで g は重力加速度、h は水深である。つまり、深い海ほど早く津波は伝わり、大陸棚を超え沿岸域の浅い領域に伝播するに従って、その速度は遅くなる。例えば、水深 1000m の海域では、約 100m/s の速度で進行し、水深 10m では、約 10m/s となる。

津波がどこに到達するかを知るために、津波が進む方向を決定する必要がある。津波に限らず海の波の進行方向は水深の変化によって変わってくる。例えば、図 A1 に示す様に、左から右に進む津波が斜めの等深線（点線）をもつ海域を通過する場合を考える。波の峰を示す実線（波峰線）が左から右へ真直ぐ進んできた①の状態では、波峰線の上端の水深 200m では波の速度（波速）は $C=(gh)^{1/2}=(200g)^{1/2}$ 、同一の波の波峰線下端では水深 500m なので $C=(500g)^{1/2}$ なので、下端の方が速く進行する。このため、波の進む方向は少しだけ反時計回りに回転し②の状態になる。②の状態においても、波峰線上端では水深 160m、下端では 400m なので、波速はそれぞれ $C=(160g)^{1/2}$ 、 $C=(400g)^{1/2}$ となり下端が速いため、波はさらに反時計回りにその進行方向を変化させる。このように、水深に応じて波速が異なるために、最終的に等深線と波峰線が並行になるまで、波は継続的に進行方向を変化させる。つまり、波の進行方向は、等深線に直角になると連続的に変化する。これは波の屈折と呼ばれる。海洋で気圧配置に応じた多様な方向な風によって発生した風波が多様な方向で伝わるにもかかわらず、最終的に常に海岸線に向かって打ち寄せるのは、この波の屈折によるものである。

これらの津波の伝播の特徴を踏まえて、少し海岸、海底の地形が複雑になったケースを考えてみる。図 A2 の様に、直角な岬状の海岸に波が下から上へ真直ぐ進行するとする。この海域の海底も図のように岬の地形に沿う等深線をもつものとする。前述した波の屈折により、波峰線は等深線と並行に、波の進行方向は等深線と直角にならうとしているので、岬の両側から津波が屈折しながら来襲することになる。ここで注目することは、矢印で示した波の方向を示す波向線は、岬の先端から離れた海岸線ではその間隔が一様であるのに対し、岬の先端では間隔が狭まり、6 本の波向き線が集中していることである。このように岬状の地形では波が集中するため水位が極端に高くなることが分かる。この地形に応じた波の集中は津波の高さの地域的分布を理解するために重要となる。

岬の先端に波が集中し水位が高くなる

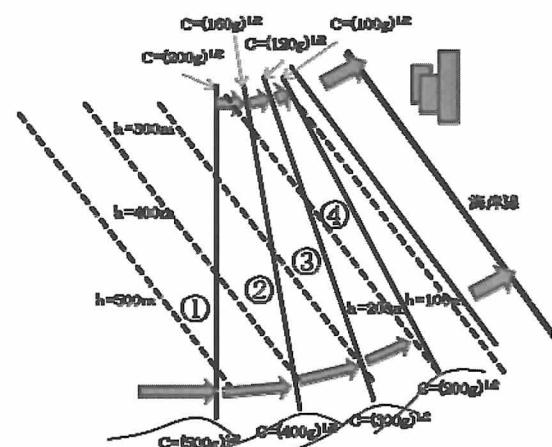


図 A1 波の屈折の模式図。点線は等深線、実線は波峰線を示し、左から右へ直進する波は斜めの等深線をもつ海域に伝達したケースを表す。

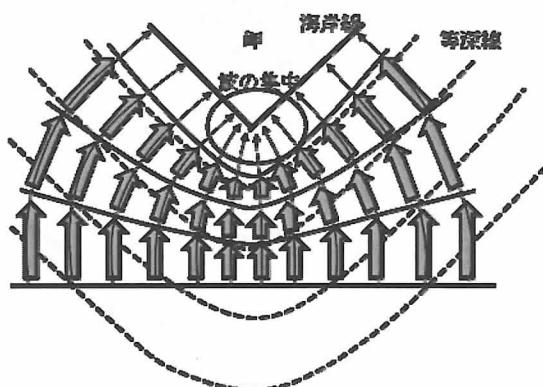


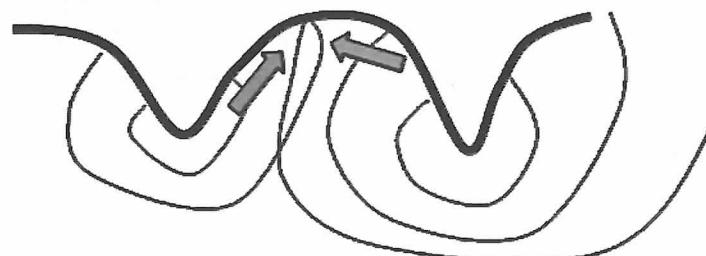
図 A2 波の屈折による岬への波の集中を表した模式図。点線は等深線、実線は波峰線を表す。

と、岬を挟む海岸線に沿って水位の差が発生する。つまり、先端で水位が高く、離れるに従って急に水位が低くなるので、海岸線に沿って先端から離れる方へ波が伝達していく（図A3）。その後、岬先端の高い水位が押し出されると逆に静水位より水位が低くなり、再度復元力により水位が上昇し、水位の振動が継続する。こうして生成された海岸線に沿って水位が変動し、徐々に沿岸方向に広がる波はエッジ波（境界波）と呼ばれ、第2波、3波と連続する津波の原因となる。なお、エッジ波は、津波に限らず風波やうねりなどに対しても発生し、岬等の地形変化がなく一様な等深線をもつ海浜においても振動モードが海岸線の方向に変化し生じるものであり、発生したエッジ波による海岸線に沿った波高の変化により独特のカスプ状の地形を形成することが知られている。しかしながら、津波来襲時には地形変化に伴う水位の局所的増幅が擾乱として顕著にエッジ波を誘発させるため、本稿では、このケースを説明していく。

任意の海岸地形においては、このエッジ波の発達は非常に複雑になる。例えば、図A2の様に2つの岬状の地形をもつ海岸に津波が来襲した場合、両方の岬からエッジ波が広がり、重なり合うことになる。両方のエッジ波の峰が重なる地域では極めて大きな水位となり、峰と谷あるいは節と節が重なった地域では大きな水位変動を示さない。これが来襲波浪自体が隣接する地域で異なる事がある一因であり、最大水位となるのが津波の何波目となるのか予測するのが難しい原因である。この海岸に捕捉されたエッジ波の大きな特徴の一つは、水深が浅くなる岸へ向って指數関数的に水位が高くなることであり、これにより浸水リスクが高い波の形態をもつことである。一方、エッジ波の波長は平面的な海底地形と海底勾配によって決まるため、地域毎に大きく異なり、よって変動する周期もまた地域の地形変化によって変わってくる。このため、任意の海岸地形に応じた長期間の予測は難しい



図A3 波の集中による水位の上昇が誘発する海岸線方向に変動するエッジ波



図A4 エッジ波の重畠により、地域や時間によって津波の高さに差が発生する。

のが現状であり、数値計算により多様な津波のケースに対して地域毎に津波の最大高さを計算する大がかりな方法でしか再現できないようである。

津波の高さの地域差には、陸上の地形も強く影響する。例えば図 A5 に示す様に、一般的な港湾にあるような岸壁から平坦な地形が広がる場合、岸壁以上の水位の津波が伝播すると広く浸水するが、陸域の水位は海域の水位と大きく変わらない。平常時の潮位からの水位は、陸上の建物に付着した津波の痕跡を目印に計測されるので、痕跡深と呼ばれ、検潮所等で観測された検潮記録と大きく変わらない。一方、海浜の様な傾斜がある地形や尾根に挟まれた谷部では、津波は傾斜地形を駆け上がり、海域の水位の数倍に及ぶ高さに至るまで遡上することがある。この時、平常時の潮位からの高さを遡上高と呼ぶ。今回の津波では、痕跡高は三陸地域よりも係らず海岸から何キロも離れた平坦な仙台平野に津波が押し寄せ大きな被害となったのは、前者のケースであり、高台の避難所を超えて津波が襲ってきたという報道が示すものは後者のケースと考えられる。つまり、津波の陸域への侵入については、陸域の標高だけでなく海岸線までの地形が極めて重要になる。

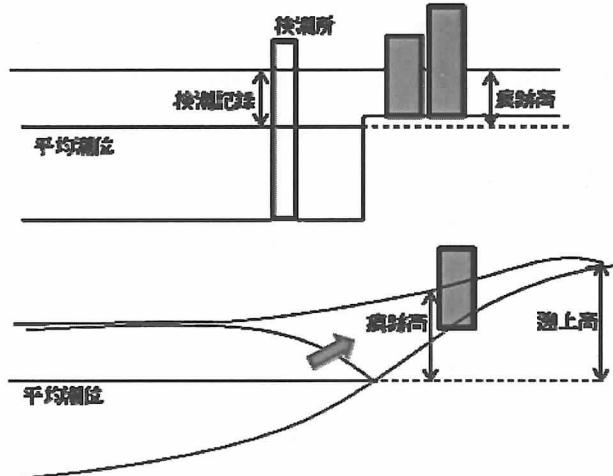


図 A5 平坦な陸域では低い津波高でも広域に浸水することがある（上）。傾斜したビーチ状の地形では海域の津波の高さの数倍の高さまで遡上することがある（下）。

参考文献

- 1) Watanabe, Y., Mitobe Y., Saruwatari A., Yamada T., Niida Y., 2012, "Evolution of the 2011 Tohoku earthquake tsunami on the Pacific coast of Hokkaido", Coastal Engineering Journal, 54 (1).
- 2) Mori, N., Takahashi T., The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2012) "Nationwide post event survey and analysis of the 2011 Tohoku earthquake tsunami", Coastal Engineering Journal, 54 (1).
- 3) Watanabe, Y., Mitobe, Y., Niida Y., Yamada T., 2011, "Application of adaptive mesh refinement to tsunami computation", Proc. 2011 Int. Conf. Offshore and Polar Eng. Conf., 218 - 223.
- 4) Watanabe Y., Saeki H., Hosking R.J., 2005, "Three-dimensional vortex structures under breaking waves", J. Fluid Mech., 545, 291 - 328.

- 5) 河田惠昭, 奥村与志弘, 越村俊一, 藤間功司, 永井紀彦, 2004, エッジ波の発生を考慮した津波予警報の改良に関する研究, 海岸工学論文集, 第 51 卷, 261-265.
- 6) Gonzalez F. I., Satake K., Boss E. F., Mofjeld H. O. 1995, "Edge wave and non-trapped modes of the 25 April 1992 Cape Mendocino Tsunami", PAGEOPH, 144, 409--426.
- 7) Fujima K., Dozono R., Shigemura T. 2000, "Generation and Propagation of tsunami accompanying edge waves on a uniform sloping shelf", Coastal Engineering Journal, 42, 211--236.
- 8) 今井健太郎, 佐竹健治, 古村孝志, 2009, 南海トラフで発生する地震による四国南部沿岸での津波継続特性, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 281-285.