

津波警報を解除するタイミングに関する研究の現状と展望

Present Research Status and Prospects on the Timing for Cancelling Tsunami Warnings

林 豊¹

Yutaka HAYASHI¹

(Received July 27, 2010 : Accepted January 14, 2011)

ABSTRACT: The timing for cancelling tsunami warnings is an important issue for tsunami information services provided by the Japan Meteorological Agency because disaster mitigation related organs are highly dependent on it. The timing for cancelling tsunami warnings becomes especially crucial in the case of a far-field tsunami, which generally lasts longer than a near-field tsunami. This paper analyzes researches related to cancellation of tsunami warnings, and then states prospects for realizing appropriate timing for cancelling tsunami warnings. It can be said of the current state of tsunami warning cancellation timing that there is a strong need, but poor new technological seeds. Tsunami forecasts based on a pre-calculated scenario tsunami database involves difficulties in improving forecasts related to phenomena or features that cannot be simulated well by numerical tsunami calculations. Deterministic prediction of tsunami waveforms several hours after arrival is an example of this disadvantage of scenario tsunami databases. Recently developed measures for quantitative description of tsunami decay features, such as moving root mean squared amplitude, tsunami coda, and non-dimensional tsunami amplitude, set the course for making the cancellation of tsunami warnings with appropriate timing a reality. This course is travelled by increasing knowledge on the decay feature of tsunami coda through analyzing various tsunami events by applying new measures. For this reason, archives of historical tsunami records have become very important.

1 はじめに

津波警報および津波注意報（以下、津波注警報）を適切なタイミングで解除することに対する防災上のニーズは高く、気象庁が発表している津波情報における重要な課題となっている。津波の継続時間が長くなることが多い遠地津波において、この課題がとりわけ重要になる。そこで、本稿では、遠地津波を中心に、津波注警報の解除の問題に係る研究の現状を分析するとともに、解決に向けての今後の展望を述べる。

日本では、地震に伴って発生する津波（以下、地震津波）に対して、地震発生後に速やかに津波の警戒を促す情報（以下、津波早期警戒情報）の発表業務は、1941年に三陸沿岸に対する津波予報を実施するための三陸津波警報組織の発足に始まる（草野・横田, 2011）。以降、体制が整備され、警報の内容や発表方法にも改良が重ねられ、現在は、震源・規模・

断層パラメータを想定した多数の地震シナリオについて、予め津波数値計算結果を津波データベースとして準備しておくことにより、量的津波予報と津波注警報（Tatehata, 1997；舘畑, 1998）が実現されるに至っている。津波早期警戒情報の変遷をまとめた報告はいくつかあるが（例えば、石垣, 2002；浜田, 2009）、それらによれば、地震発生から津波早期警戒情報の発表までに要する時間の短縮という点で進歩を遂げており、また、予報区の細分化や、津波到達時刻と高さの具体的な数値による予報の導入といった情報量の面でも進歩があったとされている。

一方で、津波早期警戒情報の業務開始以来 60 年近くもの間、見過ごされ続けてきた根本的で重要な問題が二点指摘できる。一つ目は、津波到達後に津波の高さ等が時間経過に伴ってどう推移するかを予測する手段がないために、津波注警報を解除する明確で合理的・科学的な基準が存在しないことである。

¹ 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

津波予報 (a) 平成 18 年 11 月 15 日 20 時 29 分 気象庁地震火山部 津波予報をお知らせします ***** 見出し ***** 津波警報を発表しました 北海道太平洋沿岸東部、オホーツク海沿岸 これらの沿岸では、<u>直ちに安全な場所へ避難してください</u> なお、これ以外に津波注意報を発表している沿岸があります ***** 津波予報の本文 ***** 津波警報を発表した沿岸は次のとおりです <津波> 北海道太平洋沿岸東部、オホーツク海沿岸 これらの沿岸では、<u>直ちに安全な場所へ避難してください</u> 津波注意報を発表した沿岸は次のとおりです <津波注意> 北海道太平洋沿岸中部、北海道太平洋沿岸西部、北海道日本海沿岸北部、 青森県太平洋沿岸、岩手県、宮城県、福島県、茨城県、 千葉県九十九里・外房、千葉県内房、伊豆諸島、相模湾・三浦半島、 静岡県 ***** 津波予報の解説 ***** <津波> <u>高いところで 2 m 程度の津波が予想されますので、警戒してください</u> <津波注意> <u>高いところで 0.5 m 程度の津波が予想されますので、注意してください</u>	津波予報 (b) 平成 18 年 11 月 15 日 23 時 30 分 気象庁地震火山部 津波予報の切り替えをお知らせします ***** 津波予報の本文 ***** 津波警報から津波注意報へ切り替えた沿岸は次のとおりです <津波から津波注意への切り替え> 北海道太平洋沿岸東部、オホーツク海沿岸 ***** 津波予報の発表状況 ***** 現在津波予報を発表している沿岸は次のとおりです <津波注意> 北海道太平洋沿岸東部、オホーツク海沿岸、北海道太平洋沿岸中部、 北海道太平洋沿岸西部、北海道日本海沿岸北部、青森県太平洋沿岸、 岩手県、宮城県、福島県、茨城県、千葉県九十九里・外房、千葉県内房、 伊豆諸島、相模湾・三浦半島、静岡県、小笠原諸島 ***** 津波予報の解説 ***** <津波注意> <u>高いところで 0.5 m 程度の津波が予想されますので、注意してください</u>
津波予報 (c) 平成 18 年 11 月 16 日 00 時 32 分 気象庁地震火山部 津波予報の一部解除をお知らせします ***** 津波予報の本文 ***** 津波注意報を解除した沿岸は次のとおりです オホーツク海沿岸、北海道日本海沿岸北部、静岡県 これらの沿岸では、<u>今後若干の海面変動があるかもしれませんが、被害の心配はありません</u> ***** 津波予報の発表状況 ***** 現在津波予報を発表している沿岸は次のとおりです <津波注意> 北海道太平洋沿岸東部、北海道太平洋沿岸中部、北海道太平洋沿岸西部、 青森県太平洋沿岸、岩手県、宮城県、福島県、茨城県、 千葉県九十九里・外房、千葉県内房、伊豆諸島、相模湾・三浦半島、 小笠原諸島 ***** 津波予報の解説 ***** <津波注意> <u>高いところで 0.5 m 程度の津波が予想されますので、注意してください</u>	津波予報 (d) 平成 18 年 11 月 16 日 01 時 30 分 気象庁地震火山部 津波予報の解除をお知らせします ***** 津波予報の本文 ***** 津波注意報を解除した沿岸は次のとおりです 北海道太平洋沿岸東部、北海道太平洋沿岸中部、北海道太平洋沿岸西部、 青森県太平洋沿岸、岩手県、宮城県、福島県、茨城県、 千葉県九十九里・外房、千葉県内房、伊豆諸島、小笠原諸島、 相模湾・三浦半島 これらの沿岸では、<u>今後もしばらく海面変動が続くと思われるので、海水浴や磯釣り等を行う際は注意してください</u> ***** 津波予報の発表状況 ***** 津波予報を全て解除しました

図 1 2006 年千島列島沖地震津波における津波注意報の解除時の情報文の例。

(a) 津波警報を発表、(b) 津波警報を注意報に切り替え、(c) 一部の予報区の津波注意報を解除、(d) 全予報区の津波注意報を解除した際の情報文。(a)～(c)で、津波警報発表中の予報区に対しては見出しと本文中で警戒が述べられ、津波注意報発表中の予報区に対しては解説で注意が述べられる(下線を付した箇所)。(c)と(d)の注意報を解除した予報区に対しては、引き続き若干の海面変動があること、再度引き続き注意が必要な場合があることの記述が、情報の本文にも移されて強調されている(下線を付した箇所)。

二つ目は津波予報の精度評価のための客観指標が未開発であるために、新予報技術の導入が予報の品質を向上させるか否かを判断・証明する合理的な手段がないことである。本稿では、このうち一つ目の問題に関する研究の現状の分析をする。

2 津波警報を解除するタイミングの防災上の重要性

津波注意報を解除する明確で合理的・科学的な基準がないため、その解除の判断は、国内外を問わず、担当者の勘や経験に頼っている部分が多い。しかも、予想外に津波が小さかった場合を除けば、「津波が終息しつつある」あるいは「高い津波がそれ以降は来ない」という、何らかの科学的裏付けのある根拠に基づいて、津波注意報の解除が

なされているわけではない。このため、実際には、津波注意報の解除後に最大の津波が観測されることは多い。津波注意報の解除時の情報文の一例は、図 1 に示す。

一方で、津波災害対応の現場では、気象庁の津波警報または注意報の解除のタイミングと、緊急の災害対応業務の終了を同期させる運用がなされる。このことは、津波注意報を解除する技術を向上させることができれば、解除後の津波災害リスクの軽減、また、不必要に長時間にわたる経済活動の制限や緊急災害対応の継続で生じる経費や遺失利益を避けることにつながることを意味する。

津波注意報を解除する技術の欠如がもたらす問題について、具体例として 2006 年 11 月 15 日 20 時 15 分頃に千島列島のシムシル島沖で発生した巨大地震に伴う津波(以

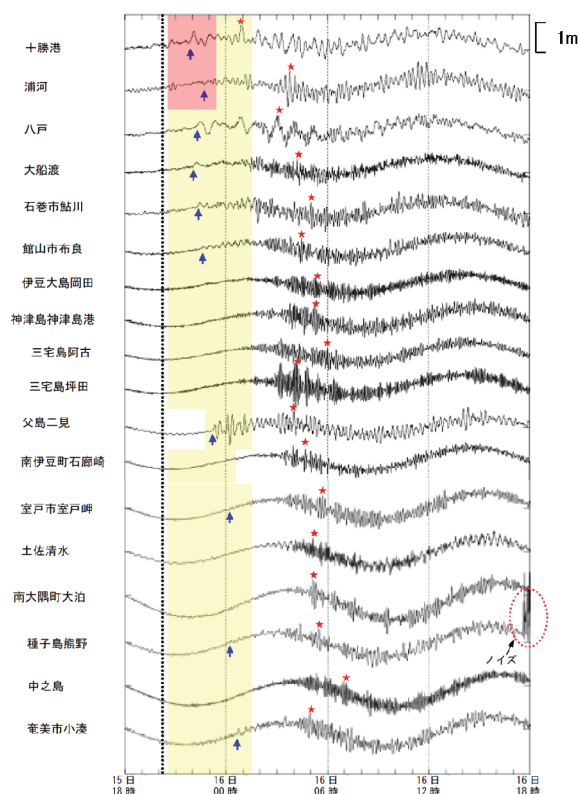


図 2 2006 年千島列島沖地震津波の検潮記録と津波注警報の発表・解除のタイミング。

気象庁(2006)に加筆した。太い縦点線は本震の発生時刻，↑は第一波の到着時刻，★は最大の高さの津波の発現時刻を示す。0.4m 以上の高さの津波を観測した検潮所を抽出し、その時系列水位値を示した。なお、↑がない検潮所の波形は、第一波到達時刻が特定されていない。色で塗りつぶした部分は、各検潮所が属する予報区に津波警報（淡い赤色）または注意報（淡い黄色）が発表されていた時間帯を示す。

下、2006 年千島列島沖地震津波）の事例を考えてみる。この地震津波では、日本沿岸で第一波到達から 4 時間以上後に比較的短周期の後続波が来襲し、地震発生から 10 時間以上を経て最大波高を観測した検潮所が多くあった（気象庁，2006；気象庁地震火山部，2008）。北海道太平洋沿岸東部とオホーツク海沿岸に対する津波警報は、地震発生から 3 時間余り経過した 23 時 30 分に津波注意報に切り替えられ、地震発生から 5 時間余り経った翌日 01 時 30 分には、その他の予報区を対象に発表されていた津波注意報も含めて全てが解除された。したがって、太平洋側のほとんどの検潮所では、気象庁から津波注警報の解除以降に、最

大波が観測されたことになる（図 2）。消防庁（2006）によれば、この地震津波による被害は国内では報告されていないが、津波警報の発表を受けて、北海道・岩手県内の 3 市村が避難指示，24 市町村が避難勧告を発令し、北海道と道内 23 市町村が災害対策本部を設置した。翌日 01 時 33 分までに全市町村の避難指示・勧告が解除され、地方公共団体の災害対策本部も 1 町（翌朝 09 時まで設置していた）を除く全てが翌日 02 時までに解散された。これは、津波注警報の解除で、災害対策が行われない状態で津波の最大波を迎えたことを意味する。津波注意報と避難勧告の解除後に、津波の高さ（津波がない場合の推算潮位からの偏差）が最大で 0.5m（津波注意報に対応すべき規模の津波）を超える観測値が記録された検潮所もあった。

情報を利用する国内の防災関係機関は、現在の津波注警報の解除のタイミングを改善してほしいと強く考えていることが、「地震及び火山に関する防災情報の満足度調査」（気象庁，2009）で明らかになっている。この調査結果によれば、津波に関する情報の評価対象全 16 項目（図 3A）のうちで、防災関係機関の改善要求度が最も高かったのが「解除のタイミング」である（図 3）。防災業務への情報利用者の視点から津波に関する防災情報を見た場合、これが気象庁の発表している津波情報における最大の問題点である、と捉えられていることが分かる。

以上のように、津波注警報の適切なタイミングでの解除の実現は、津波発生下における災害対応の適切化という防災上の意義があり、また、社会から強く要請されている重要な課題である。

3 発生から長時間経過後の津波挙動の予測に関する技術の現状と既往の研究

3.1 津波の予報システムと警報解除の基準

3.1.1 地震津波の予報システム

日本では、事前に多数の地震シナリオに基づく津波伝播を数値計算したシナリオ型の津波データベースを作っておき、地震発生後に震源とマグニチュードをもとにデータベースを検索した結果を基に、気象庁が津波予報を組み立てる量的津波予報システムが採用されている（Tatehata, 1997；館畑，1998）。なお、太平洋とインド洋の両大洋で発生する津波の影響を受ける可能性のあるオーストラリアでも、国内向けにシナリオ型の津波データベースを用いた津波予報システムが構築されている（Greenslade et al., 2009）など、量的津波予報システムは海外でも導入されている技術である。

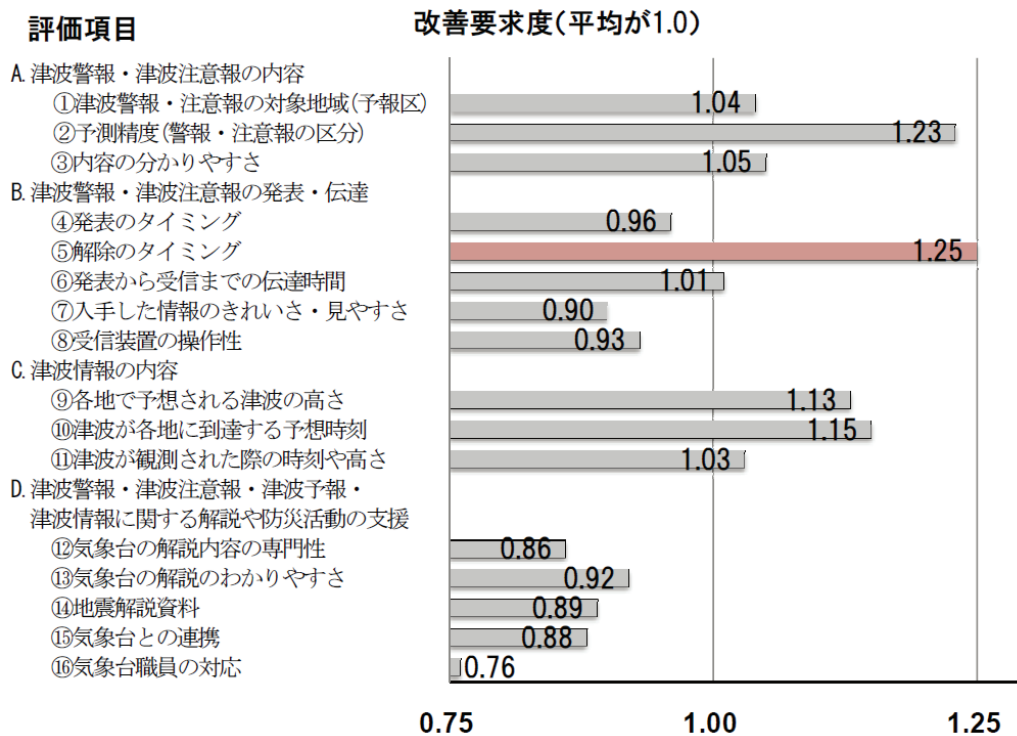


図 3 津波情報の内容・発表・伝達・解説等の評価項目毎の防災関係機関の改善要求度。

2008 年度に実施された「地震及び火山に関する防災情報の満足度調査」(気象庁, 2009)の調査結果から抽出した。防災情報の満足度調査は、気象情報(気候、海洋、地震、津波、火山等の情報を含む)を分かりやすく質の高いものとする目的で、気象庁が 2001 年度から防災関係機関(都道府県・市区町村・消防本部・ライフライン・報道)と住民を対象に実施しているアンケート調査である。各種防災情報について、種類毎に、情報の内容・発表・伝達・解説等の評価項目を設け、項目毎に満足度(満足～不満足 of 4 択)、重視度(重視する～重視しない of 4 択)を回答させている。満足度が低く、また、重視度が高いほど、大きい値を示す改善要求度という指標が算出されている。

一方、米国では、NOAA(米国大気海洋庁)が海溝を挟んで大陸と反対側の外洋にデータ通信用のブイ(DART ブイ)と水圧計を設置して、環太平洋の外洋津波観測網を構築し、外洋での津波観測値を活用したリアルタイムデータ同化方式による遠地津波予報を実現している(González et al., 2005)。この方式では、プレート境界面の想定小断層毎に単位すべり量での各地(DART ブイの設置場所と予報対象地点)の津波波形をあらかじめ計算しておき、これらをグリーン関数とみなす。津波が発生すると、「外洋の DART ブイの位置での津波観測波形から各小地震断層のすべり量を求める」という線形逆問題をリアルタイムに解き、グリーン関数の線形結合で合成した各予報対象地点の津波波形を基にして、予報を組み立てる手順が採用されている。地震の諸元のみから津波の予報をする日本の量的津波予報とは異なり、津波の観測値に基づく津波の予報をする点

で、進歩的な技術であるといえる。

日本においても、沖合の津波観測に基づいた津波予測手法の研究はなされているが、むしろ、日本近海で発生する巨大地震による近地地震津波が研究の主要テーマにされている。例えば、日本周辺の海底水圧計の観測網でのリアルタイム津波波形を用いて、波源の海面の昇降分布を解く逆解析によって、グリーン関数を合成する方法の津波予測の実現可能性が Tsushima et al.(2009)によって検討された。この方式では、現在の観測網より相当に密な観測網がない限り、近地地震津波予測が適切にできない地震津波が多くあると判明しており、手法の改良が進められている。

遠地地震津波では地震発生後で日本近海に津波が到達するまでの時間に余裕があるため、条件が整う場合には、現状でも、地震発生機構を考慮した波源の初期値設定に

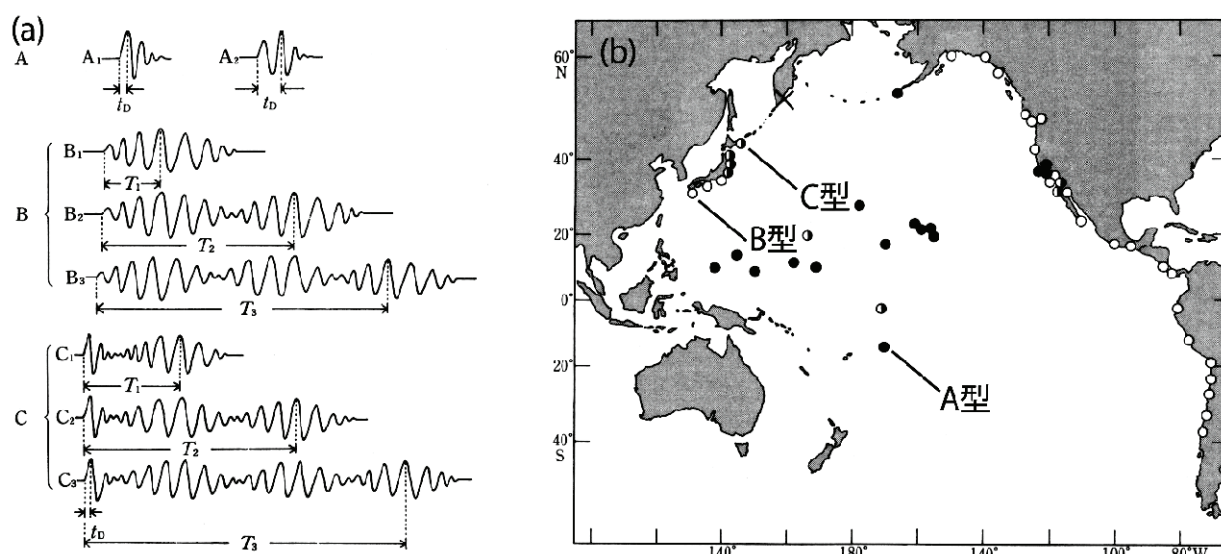


図4 大津波の波形の型.

渡辺 (1998) による. (a) 波形の型の分類. A 型 (主な波が一つあるいは二つしかない場合), B 型 (一つ以上の紡錘形の波群がある場合), C 型 (A 型と B 型の合成) に分類し, それぞれ波または波群の数により型名に数字を付して小分類される. (b) 1952 年カムチャツカ地震津波における各型の出現分布.

よる津波数値計算をリアルタイムに実施して沖合の津波伝播計算を完了させて, これを活用できる. 2010 年 2 月 27 日 (現地時間) にチリ中部沿岸で発生した巨大地震 (気象庁(2010A)によるモーメントマグニチュードは 8.8) に伴う津波注警報では, リアルタイムの津波数値計算結果を参照して作成された実績がある (気象庁地震火山部地震津波監視課, 私信). 現時点では, 津波予報作成の目的に使えるだけの確実性と信頼性のある技術水準に達しているといえるか, 今後の評価・検証が必要な段階にあるといえる.

なお, リアルタイムの津波数値計算による遠地地震津波の実現のための壁は, 今や計算時間の問題ではなく, 主として数値計算による長時間経過後の津波の再現性の問題である. リアルタイムの津波数値計算に与えられる計算時間の猶予が限られている問題については, 日本近海で発生する近地地震による津波ですら技術的に解決できる可能性が出てきているからである. 阿部・今村 (2004) はスーパーコンピュータを用いて津波伝播・浸水計算を高速化することで, 近地震津波においては数分の計算時間で浸水予測も可能であることを実証した. もちろん, スーパーコンピュータをリアルタイム津波数値計算用に常に利用できる状態で運用し続けることは現実的ではないが, 最近では, PC でもゲーム機や画像描画が本来目的のグラフィックプロセッシングユニット (以下, GPU) を津波伝播計算処理に転用することで, PC 単体で津波伝播・浸水計算を

した場合に比べて数十倍の高速化が可能となることも分かってきた (越村・他, 2010).

以上のように, 遠地地震津波の予報システムは, 現状ではシナリオ型の津波データベース方式が普通に用いられている. しかし, 沖合での津波観測値をリアルタイムにデータ同化した遠地津波予報が米国では実現しており, リアルタイム津波計算に基づく遠地津波予報の実現に結びつく技術も芽生えてきているのが現状であるといえる.

3.1.2 津波注警報の解除の基準

現在, 気象庁が用いている津波データベースには, 津波数値計算の結果のうち各予測地点における津波の到達時刻と最大の津波の高さのみが収録されている. このため, 津波注警報の発表根拠としたシナリオにおいて, 時間に伴う津波の推移がどう計算されたのかをデータベースから参照できない仕組みである.

気象庁では, 津波の実況をもとに津波注警報を解除する手順を定めているが (気象庁地震火山部地震津波監視課, 2009) これは基本的に, 潮位の観測データをもとに判断するものであり, 今後の推移や減衰見込みの定量的な推定に基づくものではない.

なお, 気象庁が発表する津波以外の警報・注意報では, 発表から解除までを含めた明確な運用基準が定められているものが多い. 例えば, つくば市を対象とする洪水警報

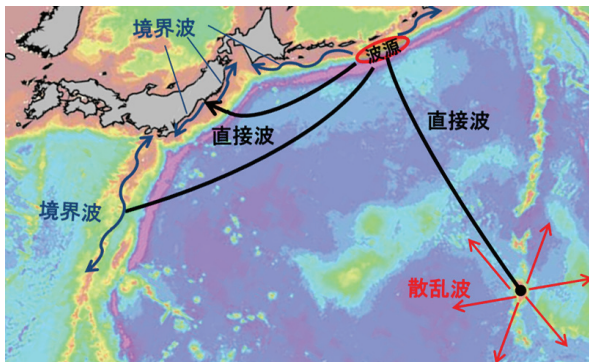


図 5 津波の直接波・境界波・散乱波の概念図。

津波には、**黒線**のように最短時間で伝播できる経路を伝わる直接波に加えて、迂回経路をたどって沿岸に到達する波が存在する。そのような波には、**青線**で示すように、陸棚や海嶺など沿岸域の斜面に捕捉されて浅海を岸に沿う方向に伝わる境界波と、**赤線**で示すように、島や海山など海底地形が平坦でない部分で励起される散乱波が挙げられる。境界波や散乱波は、顕著な後続相が出現する原因になりうる。

には、1 時間降水量（連続する 1 時間の間の総降水量）が 50mm、西谷田川流域の流域雨量指数（タンクモデルと河川流域の雨量から求められる指数；横田, 2007；太田・横田, 2009）が 7 以上、花室川流域の同指数が 13 以上の 3 つの発表基準がある。いずれかの基準を満たす現象が、発生しているか発生が予想されることが、平時の警報発表の基準とされている（気象庁, 2010B）。警報の発表から解除までを含めた運用の方針も明確にされていて、現象が終了もしくは弱まった場合には、速やかに警報を解除（または注意報へ切替）するが、基準を下回っても概ね 6 時間以内に再び基準に達すると予想される場合には警報を継続することが基準となっている（横田, 2010）。この方針は、予報区が市区町村単位に細分化された 2010 年以前の各種注警報の運用方針（気象庁予報部, 2005）と同じである。

3.2 直接波から遅れて到達する津波に関する研究の現状

3.2.1 津波の長時間観測波形の解析方法

渡辺(1998)は、検潮所で観測された津波波形を波群の出現のパターンによって、A 型（主な波が一つあるいは二つしかない場合）、B 型（一つ以上の紡錘形の波群がある場合）、C 型（A 型と B 型の合成）に分類した（図 4a）。1960 年チリ地震津波など太平洋全域に大津波をもたらした巨大地震による津波事例では、A 型が太平洋上の孤島に、B 型が大陸沿岸と大陸周辺の島弧に出現しやすく、C 型は津

波事例毎に出現する地域が異なることが示されている。さらに、A 型が直接波により、B 型が境界波により特徴づけられる波形であると指摘され、B 型と C 型では直接波の到達から遅延して最大波が出現することから、その遅延時間の原因等について議論されている（図 4b）。

定性的に長時間波形を議論する方法は提案されてきたが、到達から長時間経過後の津波の観測波形を定量的に解析可能にする有効な手法は、林・他(2009, 2010)により新しい尺度が提案されるまではほとんどなかった。この新しい尺度については、3.4 節と 4 章で詳述する。

3.2.2 津波後続波の理論

境界波は、海底が傾斜している海岸において岸に沿う方向に伝播する沿岸域に見られる波動であるが、津波においても、大陸棚で捕捉された境界波（図 5）が存在することが González et al. (1995)により示されるなどして、注目されるようになった。藤間・他(1999)によって一様勾配の斜面上に波源をおいた場合の境界波の問題が解かれ、越村(2002)によって有限な斜面に入射した津波の多重反射の問題が解かれたことで、理論的性質の解明は進んできた。基本的な性質が明らかになった一方で、陸棚斜面上の屈折と反射を繰り返す境界波の伝播を実地形において予測するには、時空間的に非常に分解能の高い計算を要するため非常に難しい、との指摘がある（越村, 2007）。

直接波より遅れて到達する波で、理論的に解明されているものとしては、境界波の他に散乱波が挙げられる。津波の伝播経路には、海山・海嶺・海溝が多数存在するが、これらの地形で波のエネルギーの一部が反射され、また地形の空間スケールに応じた波長の散乱波が同心円状に伝わる（図 5）。海山や海嶺によって励起される散乱波の性質については、Mofjeld et al. (2001)によって調べられ、空間スケールが津波の波長よりも海山が小さい場合に、散乱波が励起されやすいことなどが知られている。また、未だ観測による実証はなされていないが、不均質な水深の外洋を伝播する津波の散乱波によって津波減衰が説明できると仮定した場合の理論が、最近構築された（Saito and Furumura, 2009）。

以上のように、津波後続波については、理論的な解明は進んでいるが、実際の津波の長時間の観測波形を用いて理論の適用可能性を定量的に解析した事例（例えば、今井・他, 2008, 2009）は、まだごく限られている。

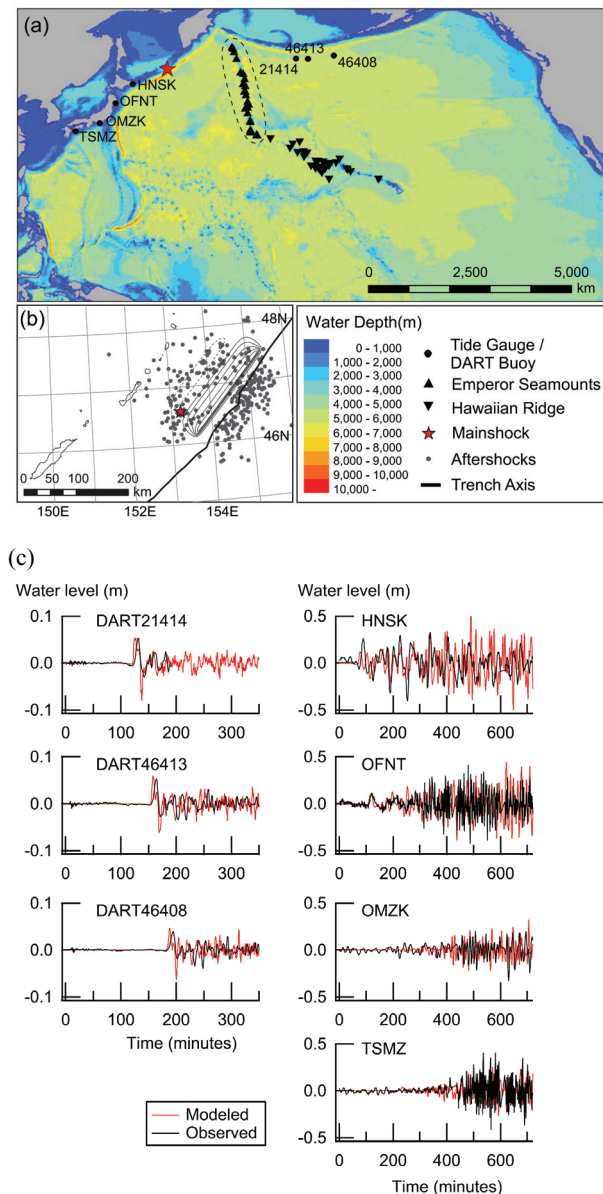


図6 数値計算による津波後続波の再現例。

2006年千島列島沖地震津波の後続波の数値計算による再現例 (Koshimura et al., 2008 による計算例)。(a)三角形は天皇海山列(破線で囲まれた範囲)とハワイ海嶺の海山を示す。黒色の点は観測点の位置で、アルファベット4文字は気象庁の検潮所、5桁の数字はNOAAのDARTブイ (González et al., 2005) である。(b) 2006年千島列島沖地震に伴う海底永久変位の計算値。等値線は0.5m間隔、実線は隆起、破線は沈降、灰色の点は本震から24時間以内の地震の震央。(c) 4か所の検潮所と3か所のDARTブイによる津波記録(黒色)と計算津波波形(赤色)の比較。観測点記号は(a)に同じ。

3.3 発生から長時間経過後の津波挙動を数値計算により予測することの困難さ

数値計算によって再現可能な津波現象であれば、原理的には、現行の津波データベースを改修して、関係する項目を追加収録することなどで、津波注警報の改善を図ることが可能だと考えられる。しかし、津波発生から長時間経過後の挙動については、津波数値計算によって再現できる現象が限定されており、簡易な津波数値計算で再現できる限界を超えている。このため、現行の津波データベースを改修するというアプローチでは、津波発生から長時間経過後の津波の挙動の予測を実現することは、現時点では困難だと考えられている。本節ではこの現状について述べる。

3.3.1 数値計算による津波後続波の再現可能性

数値計算による事後解析によって、津波の境界波の性質の一部を再現した事例研究はある。例えば、Koshimura et al.(2001)は、1996年ビアク島(インドネシア)沖地震津波において伊豆一小笠原海嶺で捕捉された津波が海嶺に沿って本州へと伝わったことを、Tanioka et al.(2004)は2003年十勝沖地震津波で北海道の太平洋側沿岸を伝わる陸棚境界波の最初の波列の伝播の様子を、それぞれ津波数値計算によって再現した。また、今井・他(2008)は、2007年新潟県中越沖地震津波について、大陸棚で発生した津波の最大波高に関する藤間・他(1999)による理論式から解析的に予測される津波高の空間分布と、津波数値計算結果・検潮記録を比較し、波源から遠方で反射波が生じない地形条件の場合には、これらと理論評価式がよく合うことを示した。

2章では、2006年千島列島沖地震津波で、日本沿岸で第一波到達から4時間以上後に比較的短周期の後続波が来襲し、地震発生から10時間以上を経て最大波高を観測した検潮所が多くあったことを述べた。この地震津波で日本の太平洋沿岸で観測された後続波は、海山による散乱波が重要な役割を果たしていることまでは、明らかにされてきた。すなわち、シムシル島(ロシア)沖の波源(図6a,b)から日本とは反対の東側に進み、北太平洋の日付変更線付近に位置する天皇海山列に到達すると、海山で散乱波が励起され、これが西進して日本の太平洋沿岸に達したことが解明された(越村・他, 2007; Koshimura et al., 2008)。

津波の第一波到達から長時間経過後の津波の波形は様々な経路(図5)をたどってくる波の重ね合わせになり、最小または極小の時間で到達する伝播経路が特定可能な性格の波ではない。このような波の挙動は非常に複雑である。直接波だけでなく、別経路をたどった散乱波や境界波

であっても、各経路をたどった波のおよその到着時刻や各相の最初の波列の概略までは、津波数値計算による再現可能性があると考えてよさそうだが、一方で、津波の減衰過程を含めた波形については、数値計算により精度良く再現することに成功した事例は報告されていない。例えば、Koshimura et al. (2008)は、4～17 分の比較的短周期の波が卓越する 2006 年千島列島沖地震津波の天皇海山列からの散乱波について、散乱波が到達した頃の波形の振幅の増大と卓越周期の短周期化という観測事実を津波数値計算によって再現したが、散乱波の観測波形そのものの再現には成功していない (図 6c)。

以上のように、津波後続波については、直接波より卓越するか否か、おおよその到達タイミングなど、その性質の一部は数値計算と理論から予測できる場合もあるというのが、現状だといえる。宗本・他 (2008) は、想定波源からの津波の数値計算によって、2006 年千島列島沖地震津波と同様に、千島海溝沿いの他の場所で発生する巨大地震においても、天皇海山列による散乱波が後続波として卓越する場合が事前に予測できることを指摘した。気象庁では、2006 年千島列島沖地震を契機に、千島海溝沿いのプレート境界型地震をシナリオとした津波数値計算結果を遠地用津波データベースに追加したが、この数値計算結果は天皇海山列による散乱波が後続波として卓越する場合を考慮できるような改良に成功している。

3.3.2 数値計算による津波の長時間波形の原理的な予測限界

例えば、地震津波による波源の再現可能性の限界の点から考えても、少なくとも現状および近い将来に、津波第一波の到達から長時間経過後の波形の決定論的な再現を達成することは、著しく困難である。なぜなら、決定論的な津波数値計算を可能とするには、少なくとも、波源・伝播経路とも、波長より十分に小さい空間スケールの現象を正確に再現できるモデル化が必要になるが、この要請が現在の地震学の水準をはるかに超えるものだからである。実際には、津波数値計算では、地震によって励起される津波波源の初期値として、単純な矩形断層の一樣すべりと半無限に一樣な弾性体の性質を持つ地殻構造を仮定して計算される海底地殻変動 (Mansinha and Smylie, 1971) が使われることが多い。一般に地震断層面内のすべり量分布には不均質性があることから、矩形断層の一樣すべりで表現される小断層の組合せから津波波源が求められることもある (例えば、Satake, 1995)。ところが、地震波形の事後解析

により得られる断層すべり量分布の解像度は、現状では、日本周辺で地震観測点配置の好条件が整った海域ですら 10km 程度が限界だと考えられる。

例えば 2003 年十勝沖地震を、Yamanaka and Kikuchi (2003)は遠地地震波形を用いて 10km 格子で、吉田(2005)は近地地震波形を用いて 15km 格子で解析した。仮にそれらの格子間隔の 2 倍を津波波源の分解能の限界だと見積もり、上述の方法で想定する津波波源の初期値と実際に形成される波源を比べて、津波の山の想定位置が約 20～30km 程度ずれることが避けられないと考えてみる。すると、波源が水深 1000m の海域にあれば、津波の走時に換算して 3～5 分以上も誤差を伴うことになる。この条件下では、周期 10 分程度で位相や周期が異なる複数の波の重ね合わせが生じると、どんな計算手法をもってしても、原理的に波形を再現できる見込みがないであろうことが、容易に推測できる。

3.3.3 数値計算による津波の時間減衰の再現の試み

気象庁の量的津波予報の導入に際して作られ、RTM-01 と名付けられたシナリオ型の津波データベースは、当初、地震が発生すると震源とマグニチュードをもとに、線形長波近似の事前の津波数値計算によって、津波警報の発表から解除に至るまでの全ての過程を決定できるようにすることを目標としていた。しかし、技術的な理由から長時間経過後の津波波形を用いた予測の部分は実現せず (館畑, 私信)、また、現在も実現には至っていない。

阿部・今村(2007)は、海岸での津波遡上までを考慮に入れた数値計算によって、津波の時系列波形を計算し、時間減衰の指標化を試みている。しかし、海岸での個々の波形までを正しく計算することは非常に難しいため、計算で求めた指標の信頼性をどう担保するかという問題が残されている。

3.4 津波の時間減衰予測のモデル

3.3 節で述べたように、波源・伝播経路とも波長より十分に小さい空間スケールの津波現象を決定論的に再現できる科学水準に達していない。そのため、現状では、津波の減衰過程を数値計算により再現することは、複雑系の問題としてとらえ、波形そのものではなく、波形全体の特徴を記述する手段を講じ、その特徴の再現可能性こそを議論の対象として捉えるというアプローチが適切である。

Mofjeld et al. (2000)は、太平洋全域に伝わる津波について、後続波での水位をリアルタイム津波観測値と統計モデ

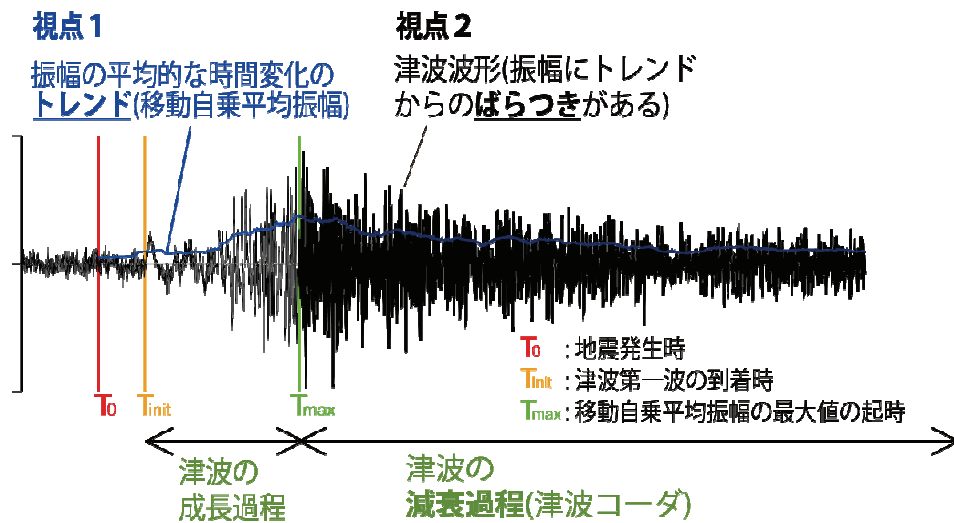


図7 津波の減衰過程の特性を把握するための二つの視点（トレンドとばらつき）。

津波振幅の平均的な時間変化傾向（トレンド）と、津波振幅とトレンドとの違いの確率論的な性質（ばらつき）の二つの視点から、津波の減衰過程の特性を把握できる。両視点に関係して、「移動自乗平均（MRMS）振幅」、「津波コーダ」、「無次元化津波振幅（NDA）」の三つの概念が導入され、国内で観測された過去の地震津波の実事例に適用された(林, 2010)。

ルから予測する手法を開発した。この方法では、津波到達から4時間以上経過後の水位が、時間の指数関数で減衰する津波振幅と、潮汐による潮位と、波浪の振幅との和で表せると仮定し、津波の振幅の減衰時定数（ $1/e$ に減ずるのに要する時間）には2日を用いている。

2日という減衰時定数は、Van Dorn(1984)が太平洋で発生した津波の検潮所での観測事例の解析から求めた津波の波のエネルギーの減衰時定数が22時間であることから、振幅がその2倍の長さの時定数を持つとして定められたものである。Van Dorn(1987)は、日本海などの小海域で起きた津波については、異なる時定数で津波が減衰することを事例解析から例示している。

従って、Mofjeld et al.(2000)の方法は、パラメータを海域毎に変えれば実用化できそうに見える。しかし、米国大気海洋庁の津波予報の実績報告（例えば、2006年トンガ地震津波について、Tang et. al, 2008）には、この方法が実際に業務的に活用された事例の報告は見当たらない。

4 津波の減衰過程の特性を把握するための新しい尺度

津波波形の全体的な特徴に着目し、津波振幅の平均的な時間変化傾向（トレンド）と、津波振幅とトレンドとの違いの確率論的な性質（ばらつき）の二つの視点から津波減衰過程の特徴を記述する方法（図7）が、最近になって開発された（林・他, 2009, 2010）。この方法では、「移動自

乗平均（MRMS）振幅」、「津波コーダ」、「無次元化津波振幅（NDA）」の三つの尺度を用いるが、それらが1997年以降の遠地・近地地震津波における日本沿岸での津波波形に適用された（林, 2010）。この方法から得られた津波の減衰過程（津波コーダ；図7）における振幅には、MRMS振幅の3倍を超えることが稀であるというばらつきの性質があることから、リアルタイムにMRMS振幅を求めて監視することで、この性質を津波注警報の解除／継続の判断に用いることが示された（林・他, 2009）。さらに、ばらつきの性質だけでなく、減衰過程におけるトレンドの特徴と組み合わせて津波注警報の解除手順に活用する方法（図8）も提案された（林・他, 2010）。

一連の研究成果により、遠地地震津波の警報解除の適切な判断基準を設定する問題の解決に向けた一つの道筋が明確になった。その道筋とは、地震津波の実事例に対する図7に示した概念の適用例を増やし、波源のある地域と観測点の面する海域の様々な組み合わせについて、トレンドの性質を事前に系統的に把握しておくこと。加えて、津波発生時にはMRMS振幅をリアルタイムに求めて津波振幅のトレンドを監視して、一定の基準によって津波注警報の解除・継続の判断ができるようにすることである。

ところが、この道筋に沿って、提案された方法の信頼性向上を図って1997年より以前の津波の波形解析を進めるには、各地検潮所における長時間の時系列水位のデジタル

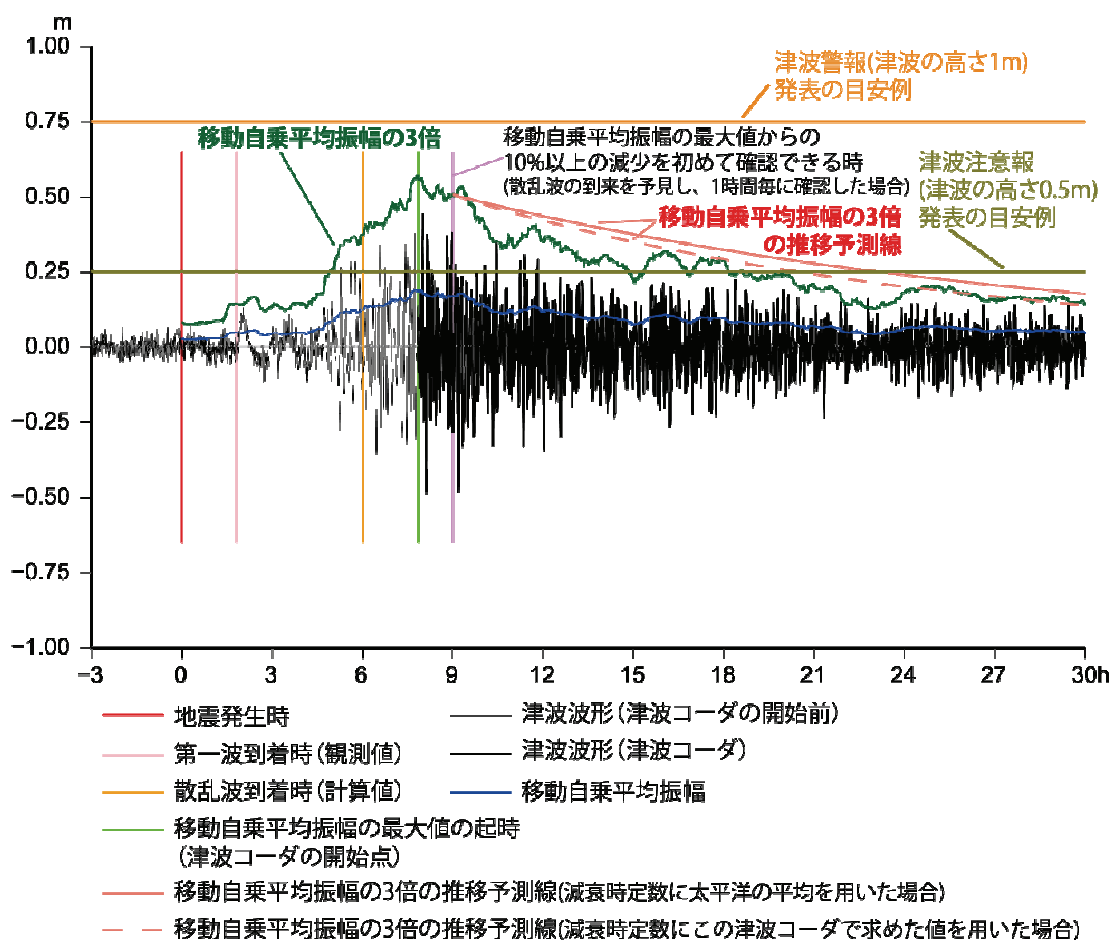


図 8 移動自乗平均(MRMS)振幅の近似関数と無次元化津波振幅(NDA)のばらつきを併用した最大津波振幅の推定と津波監視への活用方法例。

林・他(2010)により示された方法例。津波波形は、2006 年千島列島沖地震津波の大船渡検潮所での観測値。第一波到着時は気象庁(2009)による検測値、散乱波到着時は欽明海山を經由する津波の走時計算値による。MRMS 振幅の 3 倍の推移予測線の算出に用いた減衰時定数は、それぞれ、この地震津波の太平洋側の観測点で得られた平均値(20.6 時間)と大船渡で得られた値(16.3 時間)である。

波形を記録紙やマイクロフィルムから再現する必要がある、作業に時間を要するだけでなく、原記録が失われやすいという問題にも直面する。これは、地震から長時間経過後の津波挙動が従来は研究対象として注目されておらず、地震翌日や翌々日以降の減衰した津波を記録している検潮所記録紙が、マイクロフィルム化や保管対象として軽視されてきたことに一因がある。加えて、気象庁では観測記録紙を永久保存対象とする規程がないことから、担当気象官署(測候所の廃止等により他官署に引き継がれている場合もある)の判断で、重要な現象を記録した連続記録紙がマイクロフィルム化されことなく(あるいは解像度の悪い電子ファイルやピントの甘いマイクロフィルムしか作成されずに)、既に廃棄されたと思われる例もある。過

去の津波波形解析を通じて津波減衰過程の研究を進めることの重要性もさることながら、研究材料である原記録の保全こそが、間接的に津波後続波による災害軽減に最大の貢献ができる活動だと著者は信じている。なお、本稿執筆時点において、著者は気象庁以外の機関の連続記録紙の管理方針と現状を未調査である。

5 まとめ

現在の津波早期警戒情報においては、津波注意報を適切なタイミングで解除することが、防災関係機関から最も改善を期待されている課題である。しかし、現在の津波数値計算技術では、長時間の津波伝播を正確には予測できないうえに、減衰過程を把握して適切なタイミングで津波注意

報を解除するための基準も存在しない。しかも、津波減衰過程の特徴を定量的に把握する解析手法の開発も不十分な状況にあった。このように高いニーズに応える技術の欠如が、遠地地震津波の予測における最大の問題であった。

最近、津波振幅の平均的な時間変化傾向(トレンド)と、津波振幅とトレンドとの違いの確率論的な性質(ばらつき)の二つの視点から津波減衰過程の特徴を記述する方法が開発されたことなどによって、地震津波の注警報解除の適切な判断基準を設定する問題の解決に向けた、一つの道筋が明確になってきた。

問題解決への近道は、実事例における津波の長時間波形の特徴を記述することに焦点を当てた事例解析を積み重ねて、減衰過程の特性を系統的に把握するという観測・解析からのアプローチで津波減衰過程の予測可能性を上げていくことだと考えられる。また、このような研究は同時に、数値計算で津波の減衰過程の再現を試みるために、あるいは、現実の津波に適用しうる理論を構築するために、減衰過程におけるどのような特徴の再現を目指すべきであるかを示すことにもつながる。

謝辞

本論文は、査読者である舘畑秀衛氏、ならびに匿名査読者、および担当編集者である尾崎友亮氏のコメントによって、大いに改善することができた。本論文は、著者の学位論文(林, 2010)の一部を基にして、財団法人前田記念工学振興財団の研究助成(平成21年度土木分野-1)ならびに財団法人鹿島学術振興財団の研究助成(2010年4月から)を得て実施した研究成果を含めて、著したものである。記して関係各位への感謝の意を表する。

文献

阿部郁男・今村文彦(2004): 並列計算によるリアルタイム津波(浸水)計算の高速化, 海岸工学論文集, 51, 251-255.
 阿部郁男・今村文彦(2007): 津波データベースを利用した簡易的な津波減衰指標の提案, 海岸工学論文集, 54, 186-190.
 今井健太郎・高橋智幸・小沼知宏(2008): 2007年新潟県中越沖地震津波の伝播特性, 海岸工学論文集, 55, 361-365.
 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), B2-65(1), 281-285.
 石垣祐三(2002): 津波観測値及び津波予報データベースの作成について, 験震時報, 65, 145-151.

太田琢磨・横田茂樹(2009): 流域雨量指数を用いた洪水警報の考え方とその特徴, 平成20年度量的予報研修テキスト(量的予報技術資料 no.14), 気象庁予報部, 20-30.
 気象庁(2006): 2006年11月15日の千島列島東方(シムシル島東方沖)の地震, 平成18年11月地震・火山月報(防災編), 37-45.
 気象庁(2008): 地震年報平成19年, CD-ROM.
 気象庁(2009): 地震及び火山に関する防災情報の満足度調査調査結果, 153p.
 気象庁(2010A): 2010年2月27日のチリ中部沿岸の地震, 平成22年2月地震・火山月報(防災編), 46-57.
 気象庁(2010B): 警報・注意報発表基準一覧表, <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/kijun/index.html>. (2010年12月1日閲覧)
 気象庁地震火山部(2008): 2006年11月15日及び2007年1月13日の千島列島東方の地震, 験震時報, 71, 103-135.
 気象庁地震火山部地震津波監視課(2009): 量的津波予報マニュアル第4版.
 気象庁予報部(2005): 気象官署予報業務取扱便覧, 追録第10号.
 草野富二雄・横田崇(2011): 津波予報業務の変遷, 験震時報, 74, 35-91.
 越村俊一(2002): 陸棚斜面に入射した津波の多重反射, 土木学会論文集, no.705/II-59, 151-160.
 越村俊一(2007): 3-4-8 エッジ波, 首藤伸夫・今村文彦・越村俊一・佐竹健治・松富英夫編「津波の事典」, 朝倉書店, pp.130-131.
 越村俊一・宗本金吾・大家隆行・柳澤英明・阿部郁男・今村文彦(2007): 2006年千島列島沖地震津波の伝播特性における天皇海山列の影響評価, 海岸工学論文集, 54, 171-175.
 越村俊一・香月恒介・茂渡悠介(2010): GPU コンピューティングによる津波解析の高速化とリアルタイム浸水予測, 土木学会論文集 B2(海岸工学), B2-66(1), 191-195.
 消防庁(2006): 千島列島を震源とする地震による津波について(第4報), 3p. (2006年11月16日11時発表)
 舘畑秀衛(1998): 津波数値計算技術の津波予報への応用, 月刊海洋, 号外 no.15, 23-30.
 浜田信生(2009): 津波予報の半世紀(1)わが国の津波予報業務, 地震ジャーナル, no.47, 1-12.
 林 豊 (2010): 遠地地震津波のコーダ波の減衰特性に関する研究, 東北大学大学院工学研究科博士学位論文, 126 p.

- 林 豊・越村俊一・今村文彦 (2009): 津波のコードとエンベロープの遠地津波予測への活用可能性—その定義と 2006 年千島列島沖地震津波への適用—, 土木学会論文集 B2(海岸工学), B2-65(1), 276-280.
- 林 豊・今村文彦・越村俊一 (2010): 津波減衰過程のトレンドとばらつきの性質の遠地津波予測への活用可能性, 土木学会論文集 B2(海岸工学), B2-66(1), 211-215.
- 藤間功司・正村憲史・堂菌良一・重村利幸・後藤智明(1999): 陸棚で発生した津波に関する基礎的研究, 土木学会論文集, no.621/II-47, 141-151.
- 宗本金吾・越村俊一・今村文彦(2008): 千島海溝で発生する津波の後続波の特性に関する研究, 海岸工学論文集, 55, 296-300.
- 横田茂樹(2007): 流域雨量指数を用いた洪水注意報・警報, 平成 19 年度量的予報研修テキスト(量的予報技術資料 no.13), 気象庁予報部, 17-22.
- 横田茂樹(2010): 1.2.5.2 洪水警戒度による作業, 平成 21 年度量的予報研修テキスト(量的予報技術資料 no.15), 気象庁予報部, 16-18.
- 吉田康宏(2005): 近地地震波形解析による震源過程, 気象庁技術報告第 126 号 平成 15 年(2003 年)十勝沖地震調査報告, 気象庁編, 9-14.
- 渡辺偉夫(1998): 1.5.3 津波の最大波, 日本被害津波総覧[第 2 版], 東京大学出版会, pp.15-21.
- González, F. I., K. Satake, E. F. Boss, and H. O. Mofjeld (1995): Edge wave and non-trapped modes of the 25 April 1992 Cape Mendocino Tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, 144, 409-426.
- González, F. I., E. N. Bernard, C. Meinig, M. C. Eble, H. O. Mofjeld, and S. Stalin (2005): The NTHMP tsunameter network, *Nat. Hazards*, 35, 25-39.
- Greenslade, D. J. M., M. A. Simanjuntak, and S. C. R. Allen (2009): An enhanced tsunami scenario database: T2, CAWCR Technical Report, no.14, 30p.
- Koshimura, S., F. Imamura, N. Shuto (2001): Characteristics of tsunamis propagating over oceanic ridges - numerical simulation of the 1996 Irian Jaya earthquake tsunami, *Nat. Hazards*, 24, 213-229.
- Koshimura, S., Y. Hayashi, K. Munemoto, and F. Imamura (2008): Effect of the Emperor Seamounts on trans-oceanic propagation of the 2006 Kuril Island earthquake tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02611, doi:10.1029/2007 GL032129.
- Mansinha, L., and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61, 1433-1440.
- Mofjeld, H. O., F. I. González, E. N. Bernard, and J. C. Newman (2000): Forecasting the heights of later waves in Pacific-wide tsunamis, *Nat. Hazards*, 22, 71-89.
- Mofjeld, H. O., V. V. Titov, F. I. González, and J. C. Newman (2001): Tsunami scattering provinces in the Pacific Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 335-337.
- Saito, T., and T. Furumura (2009): Scattering of linear long-wave tsunamis due to randomly fluctuating sea-bottom topography: coda excitation and scattering attenuation, *Geophys. J. Int.*, 177, 958-965.
- Satake, K. (1995): Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, 144, 455-470.
- Tang, L., V. V. Titov, Y. Wei, H. O. Mofjeld, M. Spillane, D. Arcas, E. N. Bernard, C. Chamberlin, E. Gica, and J. Newman (2008): Tsunami forecast analysis for the May 2006 Tonga tsunami, *J. Geophys. Res.*, 113, C12015, doi:10.1029/2008JC004922.
- Tanioka, Y., Y. Nishimura, K. Hirakawa, F. Imamura, I. Abe, Y. Abe, K. Shindou, H. Matsutomi, T. Takahashi, K. Imai, K. Harada, Y. Namegaya, Y. Hasegawa, Y. Hayashi, F. Nanayama, T. Kamataki, Y. Kawata, Y. Fukusawa, S. Koshimura, Y. Hada, Y. Azumai, K. Hirata, A. Kamikawa, A. Yoshikawa, T. Shiga, M. Kobayashi, and S. Masaka (2004): Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, 56, 359-365.
- Tatehata, H. (1997): The new tsunami warning system of the Japan Meteorological Agency, Hebenstreit, G. ed., "Perspectives on tsunami hazard reduction; observations, theory and planning", *Advances in Natural and Technological Hazards Research Vol.9*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 175-188.
- Tsushima, H., R. Hino, H. Fujimoto, Y. Tanioka, and F. Imamura (2009): Near-field tsunami forecasting from cabled ocean bottom pressure data, *J. Geophys. Res.*, 114, B06309, doi:10.1029/2008JB005988.
- Van Dorn, W. G. (1984): Some tsunami characteristics deducible from tide records, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 353-363.
- Van Dorn, W. G. (1987): Tide gage response to tsunamis. Part II: Other oceans and smaller seas, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1507-1516.
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21-e24.