

津波のコーダ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－

Feasibility of Using Tsunami Coda and Envelope for Forecasting Far-field Tsunami - Their Definitions and Application to 2006 Kuril Island Earthquake Tsunami -

林 豊¹・越村俊一²・今村文彦³

Yutaka HAYASHI, Shunichi KOSHIMURA and Fumihiko IMAMURA

As the first step toward forecasting the decay process of far-field tsunamis, we have introduced the concept of using "tsunami envelopes" and "tsunami codas" as measures in this paper. We applied these measures to the tsunami waveform data of the 2006 Kuril Island earthquake tsunami observed using tide gauges located in Japan. Analytical results indicate that the tsunami coda envelopes decayed exponentially with time and that the fluctuation in the nondimensional wave amplitude was interpreted by the Rayleigh distribution. Further, we found that these characteristics were commonly observed in the region facing the Pacific Ocean. Thus, the two measures can be used to reveal the characteristics of the tsunami decay process, and applying them to tsunami waveforms in realtime might realize appropriate cancelation of tsunami warnings.

1. はじめに

2006年11月15日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（以下、2006年千島列島沖地震津波）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た。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）だけでなく、太平洋側のほとんどの検潮所では、気象庁から津波警報・注意報が解除された後に、最大波が観測された。

2006年千島列島沖地震津波で日本の太平洋沿岸で観測された後続波では、海山による散乱波が重要な役割を果たしていることが明らかにされてきた。シムシル島沖の波源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ている（越村ら、2007；Koshimuraら、2008）。また、想定波源からの津波の数値計算により、千島海溝沿いの他の場所で発生した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あることが指摘されている（宗本ら、2007）。

津波後続波については、境界波（Gonzálezら、1995）や散乱波（Mofjeldら、2001）などの理論的性質が解明されてきた。しかし現在の津波数値計算技術は、長時間の津波伝播を正確には予測できないうえに、津波の減衰過程を把握して、適切なタイミングで津波警報を解除する

基準もない。これが遠地津波の予測精度向上における最大の課題となっている。

本研究は、津波の減衰過程を予測するための第一歩として、「津波コーダ」と「津波エンベロープ」という新しい概念を導入し、確率論的な視点による津波の減衰特性の把握と、遠地津波の警報解除の判断基準の設定への活用を検討することを目的とする。

2. 津波コーダと津波エンベロープの定義

津波の時間減衰過程を議論するため、「津波コーダ」と「津波エンベロープ」を次の通り定義する。

(1) 津波エンベロープ (tsunami envelope) の定義

波高の時系列値の移動二乗平均の $\sqrt{2}$ 倍をエンベロープと定義する。津波到達時 (T_{init}) 以降のエンベロープを津波エンベロープと呼ぶ（図-1）。 $\sqrt{2}$ 倍するのは、時間的に定常な正弦波の場合に、エンベロープ波形が時系列波形の包絡線となって、波の片振幅の時間変化に一致させるためである。また、移動二乗平均の窓幅が波の周期に比して長い場合、エンベロープ波形は平均的な振幅の時間変化に近づくため、本研究では窓幅を64分とした。

(2) 津波コーダ (tsunami coda) の定義

津波エンベロープの最大値の起時 (T_{max}) 以降の部分について、波高の時系列波形を津波コーダと定義する（図-1）。また、津波コーダのエンベロープを、津波コーダエンベロープ (tsunami coda envelope) と呼ぶ。

3. 2006年千島列島沖地震津波への適用

2章で導入・定義した「津波コーダ」と「津波エンベロープ」を2006年千島列島沖地震津波に適用し、この津

1 正会員 気象研究所 地震火山研究部
2 正会員 博(工) 東北大学准教授 大学院工学研究科
3 正会員 工博 東北大学教授 大学院工学研究科

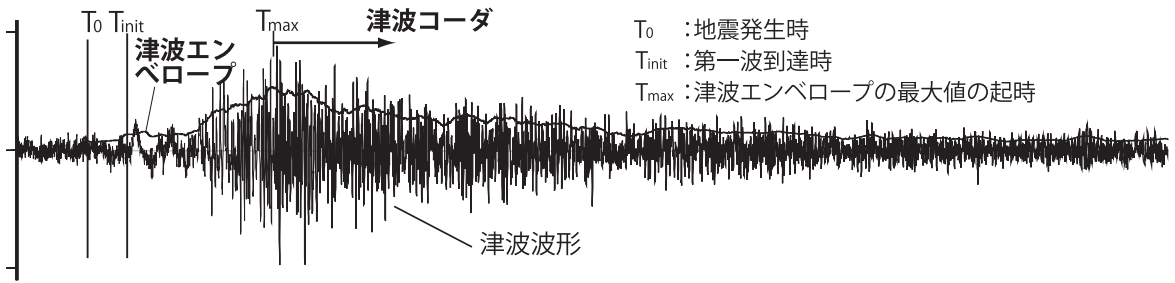


図-1 津波コーダと津波エンベロープの定義

波の後続波の時間減衰過程を議論する。

(1) 津波コーダ波の減衰

a) データ

2006年千島列島沖地震津波において、最大全振幅が0.25m以上となった気象庁所管の32検潮所(図-2)を抽出した。各検潮所の品質管理後の15秒毎の潮位観測データから、平滑化処理後の毎時潮位データを用いて天文潮成分を差し引き、さらに、遮断周期2分のFIRローパスフィルターで波浪等による短周期成分を除去した。この処理後の15秒毎の時系列潮位値を津波波形とみなした。図-2の灰色の丸で示す6検潮所について、津波波形の例を図-3に示す。

ところで、2006年千島列島沖地震津波で日本沿岸で観測された顕著な後続波は、天皇海山列で励起された散乱波の影響を受けたものであることが、Koshimuraら(2008)によるスペクトル解析、津波伝播計算および理論的考察により明らかにされている。そこで、特に強い散乱源であると指摘された欽明海山を経由した津波について、海岸に到達するまでの時間分布を、ホイヘンスの

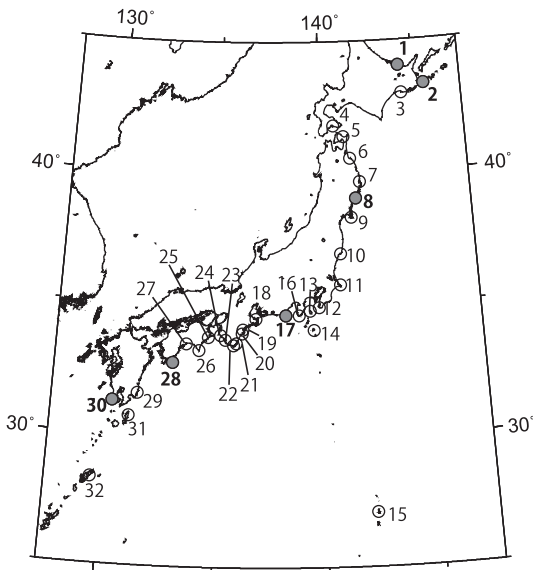


図-2 津波波形データを用いた検潮所の配置

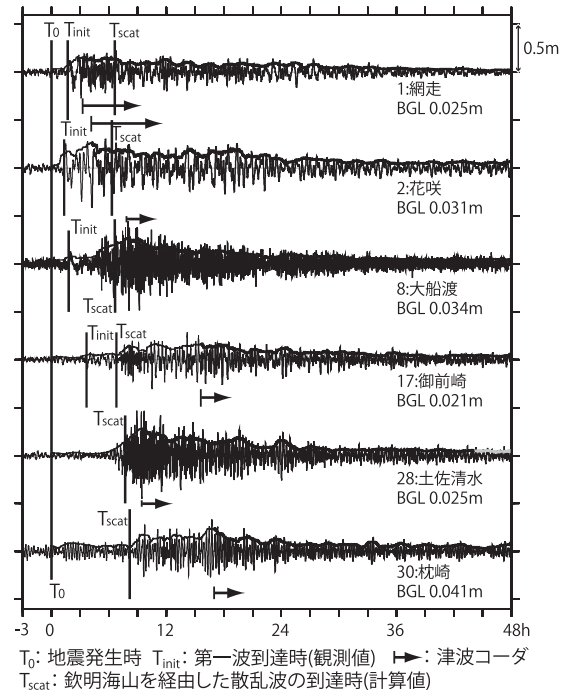


図-3 2006年千島列島沖地震津波のコーダとエンベロープの例

原理により計算し(図-4)、津波コーダの開始時と散乱波の到達時の前後関係を調べた。水深データにETOPO2 (Smith・Sandwell, 1997)を、プログラムにGeowareのTsunami Travel Time programを用いて、走時計算で求めた散乱波の到着時(T_{scat})を図-3に示す。網走と花咲では、津波コーダ中に、大船渡・御前崎・土佐清水・枕崎では津波コーダの開始以前に欽明海山からの散乱波が到達したといえる。これは、オホーツク海沿岸と北海道の太平洋側に位置する前者の観測点群では、津波コーダへの寄与は千島海溝に沿った陸棚境界波によるところが大きい、東シナ海沿岸と東北地方から南西諸島にかけての太平洋側に位置する後者の観測点群では、津波コーダ波は主として天皇海山列起源の散乱波の影響を受けたものであることを示している。本研究で解析対象とした津波コーダ波は、このような特徴を有するデータである。

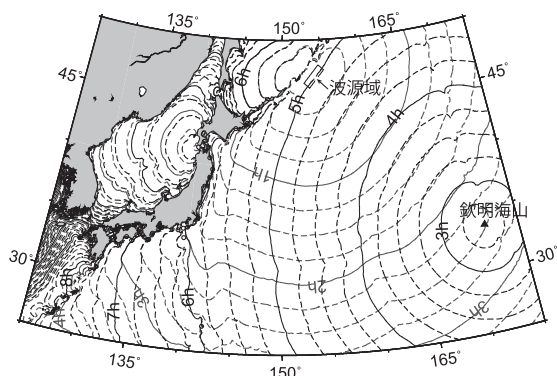


図-4 2006年千島列島沖地震津波の第一波と欽明海山による散乱波の走時

b) 手法

津波コーダエンベロープの時間変化を指数関数で近似して、各検潮所について、回帰分析により減衰の時定数を求めた。ただし、津波コーダの最初の32分（移動二乗平均の窓幅の半分）、地震発生後48時間以上経過した期間、S/N比が2未満になった時刻以降は、いずれも解析対象から外した。なお、エンベロープがバックグラウンドレベル（地震発生直前3時間のエンベロープの平均値）の $\sqrt{3}$ 倍以上であれば、S/N比が2以上であると推定した。

c) 結果

32のうち28の検潮所について、津波コーダエンベロープの減衰の時定数を求めることができた（図-5）。このうち太平洋に面する検潮所は26点で、求められた時定数は12.8～26.5時間の範囲、平均は20.1時間であった。標準偏差は3.3時間と小さく、八戸・鳥羽・浦神（それぞれ図-2の6,18,21）を除き、全て平均 $\pm 25\%$ 以内に収まる値が得られた。つまり、これら検潮所間での時定数の違いは小さいことが分かった。一方、オホーツク海に面する網走ではこれより有意に長い28.0時間、東シナ海に面した枕崎ではこれより有意に短い13.1時間であった。

なお、データの解析対象期間が短い、あるいは、S/N比が低くエンベロープ波形と指数関数の相関も低い検潮所（4点）では、減衰の時定数を決定できなかった。

(2) 津波コーダ波の振幅とエンベロープの統計的關係

a) データ

3. (1) 節のa) で示した処理済みの時系列水位データである2006年千島列島沖地震津波の津波波形のうち、減衰時定数が求められた28検潮所（図-5）の津波コーダを用いた。ただし、3. (1) 節のb) と同様に、津波コーダの最初の32分、地震発生後48時間以上経過した期間、S/N比が2未満になった時刻以降は、解析の対象外とした。

b) 手法

津波コーダからゼロ・クロスアップ法で周期2分以上

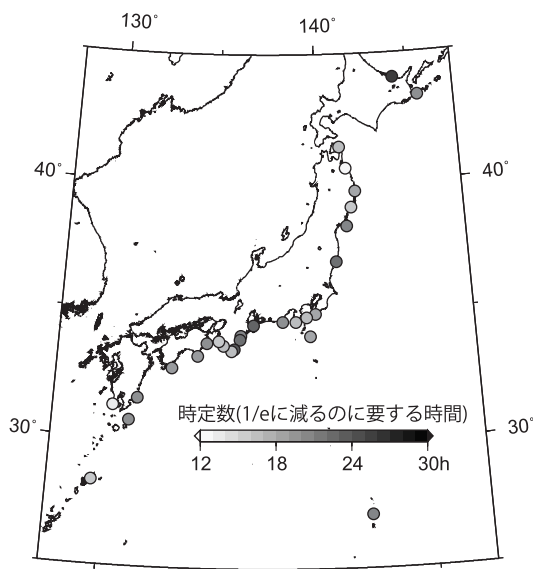


図-5 2006年千島列島沖地震津波のコーダ部のエンベロープの減衰時定数

の波を分離し、抽出した。各波の山—谷から求めた全振幅を各波の出現時刻における津波エンベロープ値の2倍で割る標準化処理をして、無次元化した。この値を半振幅／エンベロープ比（A/E ratio）と呼ぶ。時間的に定常な正弦波であれば、この標準化・無次元化処理によって半振幅／エンベロープ比は常に1になるが、津波コーダには様々な振幅・周期の波が含まれるため、一波一波について求めた半振幅／エンベロープ比は、一定の値とはならずばらつきを持った値になる。

津波コーダにおける半振幅／エンベロープ比の出現頻度分布を検潮所毎に求め、この頻度分布を説明できる確率密度関数を選んだ。確率密度関数は、正規分布、レイリー（Rayleigh）分布、対数正規分布の3統計モデルについてAIC（Akaike, 1974）を比較して選択した。また、28検潮所分全てを一括して、津波コーダ波での半振幅／エンベロープ比の出現頻度分布を求め、これを統計モデルと比較する統合処理も行なった。

c) 結果

2006年千島列島沖地震津波のコーダ波での半振幅／エンベロープ比の出現頻度と各統計モデルについて、28検潮所の津波波形から抽出した計5,138波を統合処理した場合の分布を図-6 (a) に示す。統合処理の結果は、表-1 に示す各統計モデルの比較から分かるように、AICはレイリー分布のモデルが最小で、正規分布のモデルとの差が2.6に達する。このことから、この津波のコーダ波については、一般には、レイリー分布が半振幅／エンベロープ比の出現頻度を最もうまく説明できるといえる。

一方で、図-6 (b) に例示したとおり、個別に着目して

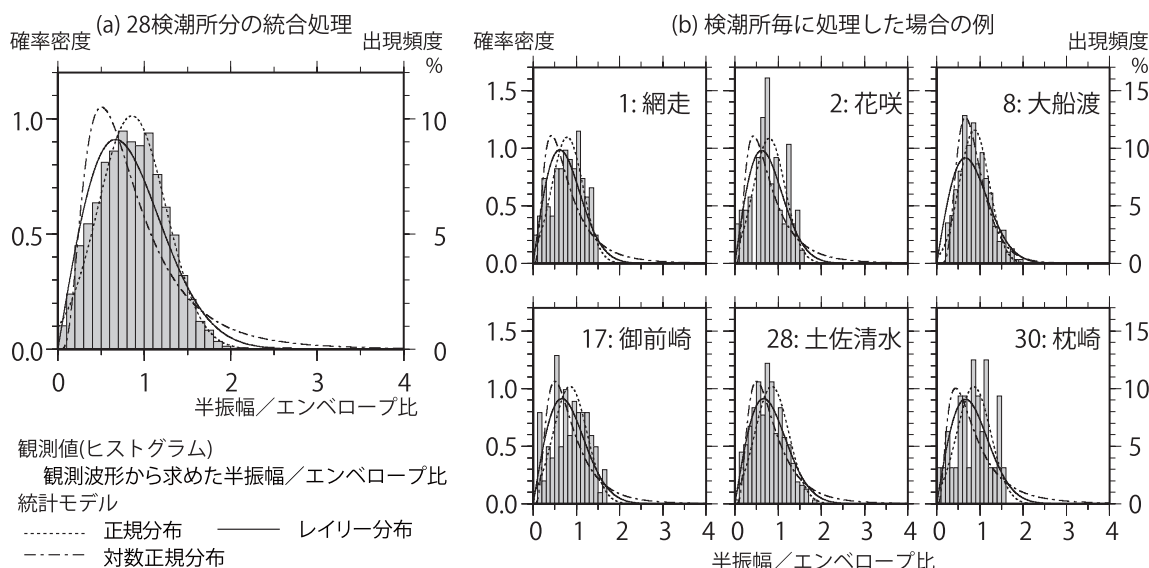


図-6 2006年千島列島沖地震津波のコーダ波での波の半振幅／エンベロープ比の出現頻度と統計モデル

も、レイリー分布で各検潮所の観測値を上手く説明でき、モデルパラメータは統合処理の0.67とほぼ同じ値をとる(表-1)。なお、AICを比較すれば、レイリー分布よりも正規分布のモデルの方がより適合度が高い場合もある。

4. 考察

(1) 2006年千島列島沖地震津波の減衰過程の特徴と支配要因

2006年千島列島沖地震津波の解析例では、津波コーダエンベロープの時間減衰は指数分布で近似でき、その時定数(1/eに減ずるのに要する時間)は、太平洋側については 20.1 ± 3.1 時間で、観測点依存性が小さかった。また、津波コーダ中の波の半振幅の出現頻度は、エンベロープとの比を取って無次元化すれば、風浪の波高出現頻度分布としてよく知られるレイリー分布に近いことも分かった。

津波コーダにおいて、無次元化した振幅の出現頻度がレイリー分布に近いことから、この段階での津波は、位相が不揃いの波の重合波に近い性質を持っている可能性がある。陸棚内で反射・散乱を繰り返すことで様々な進行方向を持つ波が存在するに至り、津波コーダはそれらがランダムに重ね合わさった状態に近い波形となっている、という解釈が考えうる。

また、減衰の時定数の観測点依存性が小さいことから、津波の時間減衰過程が港・湾といった小地形よりは、広域で共通の伝播・捕捉過程に、より強く支配されたと解釈しうる。一方、太平洋沿岸の検潮所に比べて、オホーツク海沿岸ではより緩やかな減衰が、東シナ海沿岸ではより速やかな減衰が認められたことから、広域で共通の

表-1 2006年千島列島沖地震津波のコーダ波での波の半振幅／エンベロープ比の出現頻度を説明する統計モデルの最尤パラメータとAIC

	正規分布 AIC**	レイリー分布 AIC**	対数正規分布 AIC
1: 網走	103.9	107.4	156.2
2: 花咲	76.8	77.8	112.5
8: 大船渡	224.9	252.0	226.7
17: 御前崎	101.3	101.0	131.3
28: 土佐清水	253.6	243.3	307.5
30: 枕崎	35.0	35.1	51.8
統合処理*	5019.1	5016.5	6616.3

* 図-5の28検潮所分の観測値を統合処理した場合

** 太字は、3つの分布モデルの中で最小のAIC

捕捉過程としては、陸棚毎に特徴的なサイト特性が存在している可能性が指摘できる。

太平洋沿岸の検潮所について求めた津波コーダエンベロープの減衰時定数は、平均的な津波の振幅が半減するのに12～16時間を要したことを示す。一方で、津波の減衰過程は複雑で、振幅は時間とともに単調には減少しない。単調な減衰にならない理由は、津波コーダ波の振幅が大きくばらついていることで説明できる。図-6と表-1の統合処理のレイリー分布のモデルから、エンベロープの1.5, 2倍以上の半振幅を持つ大きい波がそれぞれ8.2%, 1.2%も含まれるほどばらついているといえる。

(2) 「津波コーダ」と「津波エンベロープ」の遠地津波予測への活用可能性

津波波形から、リアルタイムに津波エンベロープを求め、一定の基準を設けて監視すれば、減衰過程の開始の

適切かつ早期検知に役立つだろう。さらに、津波コードエンベロープの時間減衰曲線と振幅／エンベロープ比の出現分布モデルがあらかじめ決定されていれば、津波の減衰過程を確率論的に議論しうると考えられる。

大船渡での2006年千島列島沖地震津波による観測値を例に簡単な試算をする。仮に、地震発生後一時間毎に津波エンベロープ波形を監視していれば、エンベロープが直前までの最大値に比べて、初めて10%以上減少したのが地震後9時間目であるから、減衰過程にあると判断可能なのはこの頃と考えられる。なお、エンベロープの最大値の起時は、実際は地震から7.8時間後であった(図-3)。地震から9時間後の時点で、エンベロープは0.23m、直前1時間の波の平均周期は4分である。エンベロープの時間減衰曲線が時定数20時間の指数関数、振幅／エンベロープ比の出現分布が $\sigma = 0.67$ のレイリー分布であることが既知ならば、この時点で次のとおり推定しうる。

- ・「次」の波が振幅0.25m, 0.5m, 0.75mを超える確率は各々27%, 0.6%, ほぼ0%と計算できる。
- ・4分程度の周期が続くなら、目先1時間に到来する全ての波が、振幅0.25m未満とは考えにくい。
- ・振幅0.75m以上の波の出現可能性は非常に低い。

現行の津波予報では、津波の高さ(平時の水位からの偏差)1m以上を津波警報に、同0.5mを津波注意報に対応させている。振幅0.25mと0.75m程度を各カテゴリ間の閾値とみなして判断する場合、上述の推定に基づくなら、当該予報区の津波警報は注意報へ切り換えられただろう。なお、実際に観測された地震の9時間後以降の大船渡での最大の津波の高さは0.36mで、これは津波注意報の基準に近い。

5. 結論

本研究で新たに導入した「津波コード」と「津波エンベロープ」の概念は、津波を平均的な振幅の時間変化およびその変化傾向からのばらつきの確率論という、新しい視点から津波の挙動を分析することを可能にした。このように、両概念について、特に津波の減衰過程を理解する手段としての有効性が確認できた。

他の津波事例への適用を通じて、様々な波源一観測点の組合せでエンベロープの近似関数を系統的に把握できれば、リアルタイム津波波形とあらかじめ想定した関数形を組合わせて、津波振幅の確率論的な推移予測に基づく警報解除の判断を実現できる可能性がある。津波の時間減衰の予測については、すでに、振幅の時間減衰パラメータを津波伝播の数値計算で予め推定する方式が、阿部・今村(2007)により提案されている。しかし、エンベロープの近似関数と振幅のばらつきを系統的に予測する方法が実現できれば、観測事実の裏づけを持ち、はる

かに信頼性の高い予測手法となることが期待できる。2006年千島列島沖地震津波のコード波の振幅のばらつきを振幅／エンベロープ比の出現頻度に着目して解析したところ、図-6に示すように、ばらつきの大きさには観測点依存性が小さく、この比が2を超える波の出現比率が1.2%という統計モデルで説明できることが分かった。したがって、エンベロープの近似関数の2倍程度を考慮すれば、減衰過程における高い波の出現の可能性を安全側に評価できる可能性がある。今後は、近似関数群の系統的な決定と、警報解除の判断のための適切な手順・指標の開発へと、研究を進展させていく。

謝辞:本研究の一部は、(財)前田記念工学振興財団から研究助成(平成21年度土木分野No.1;代表者:林豊)を受けて実施したものである。本研究で使用了品質管理・平滑化処理された潮位観測データは、気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室から提供を受けた。気象研究所地震火山研究部の干場充之氏には、地震波のコード波からの類推と比較等の観点から専門的で有益な助言をいただいた。本論文の図は、Generic Mapping Tools (Wessel・Smith, 1998)を用いて準備し、林文氏の協力を得て作成した。ここに記して、関係各位に謝意を表する。

参考文献

- 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,海工論文集,第54巻,pp.186-190.
- 気象庁(2006):平成18年11月地震・火山月報(防災編),pp.37-45.
- 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,第71巻,pp.103-135.
- 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,海工論文集,第54巻,pp.171-175.
- 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,海工論文集,第55巻,pp.296-300.
- Akaike, H.(1974): A new look at the statistical model identification, IEEE Trans. Automat. Contr., Vol. AC-19, pp.716-723.
- 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., Vol. 144, pp. 409-426.
- 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., Vol. 35, L02611, doi:10.1029/2007GL032129.
- Mofjeld, H. O., V. V. Titov, F. I. González and J. C. Newman (2001): Tsunami scattering provinces in the Pacific Ocean, Geophys. Res. Lett., Vol. 28, pp.335-337.
- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell (1997): Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, Vol. 277, pp.1956-1962.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, Eos Trans. AGU, vol. 79, pp. 579.