

## 第 2 章 津波減衰過程の周期依存性の検討

### 2.1 はじめに

Rabinovich *et al.* (2013)は、沿岸地形による津波周期変形の影響を受けない太平洋の水深約 3000～6000 m の深海底に設置された DART による津波観測データを用いた (Variance : 振幅の 2 乗) 減衰解析の結果、2009 年サモア諸島の津波事例の減衰時定数が、2010 年チリ中部沿岸と 2011 年東北地方太平洋沖地震の各津波事例の減衰時定数に比べて短く求められたことについて、周期ごとに分割した津波の減衰解析を行って短周期成分ほど減衰時定数が短いことを示したうえで、2009 年サモア諸島の地震の規模 ( $M_w8.1$ ) が他 2 者 (それぞれ  $M_w8.8$ 、 $M_w9.0$ ) に比べて小さく、津波に含まれる長周期成分に乏しいことが原因であると述べた。

今井・ほか(2014)は、日本沿岸の検潮所とその沖合 10～20 km の水深 100～400 m の海面に設置された GPS 波浪計で観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波の減衰時定数を周期帯域に分けて調べた。そして、沿岸観測の方が沖合観測よりも減衰時定数が長くなる傾向にあること、また、大局的な傾向として長周期成分の減衰時定数が短周期成分の減衰時定数に比べて長くなると結論づけた。本報告の第 1 章において、日本の沿岸検潮データから得た減衰過程の様相は、地震の規模の大

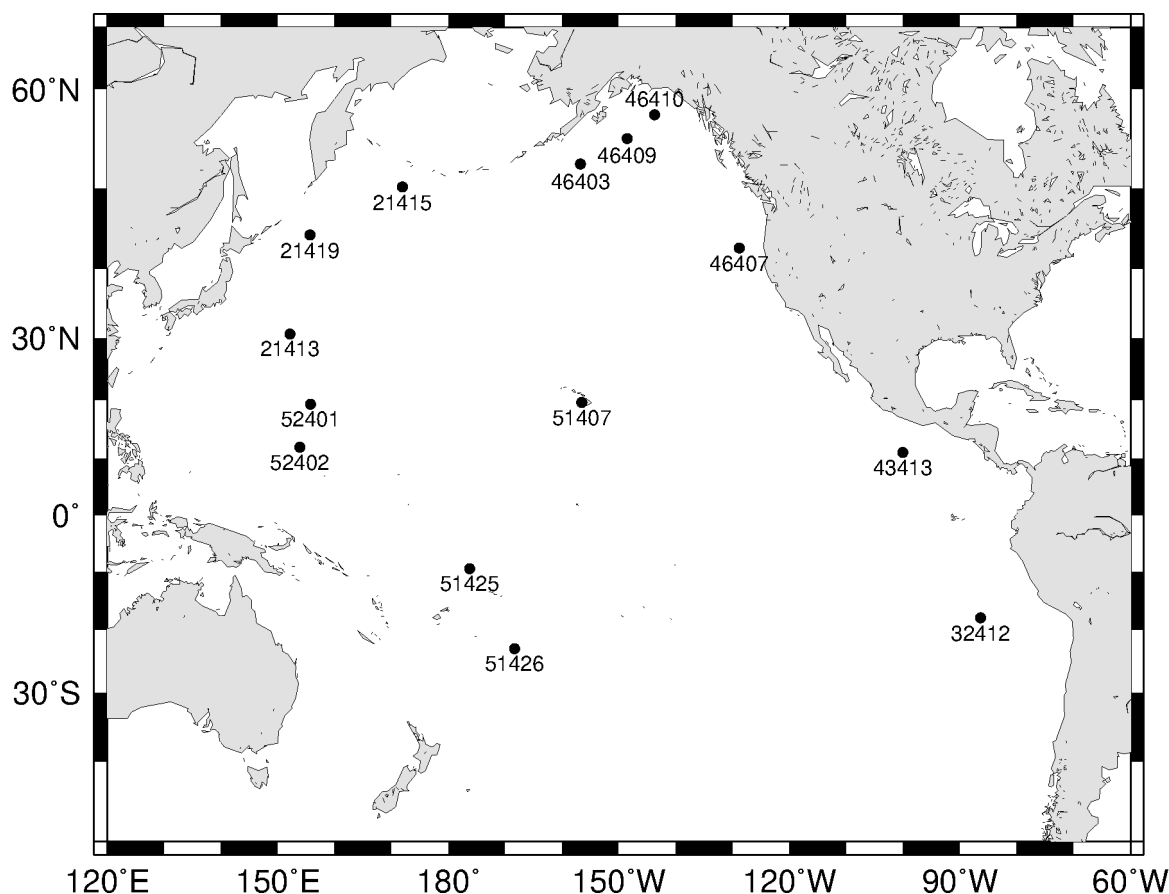


Figure 2.1 Positions of stations of the Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART) network used in this study.

小にかかわらず大きな差は認められなかった。そこで第 2 章では、第 1 章で得た減衰時定数の妥当性を検討するため、日本の沿岸における津波減衰の周期依存性の有無や程度について調べる。

## 2.2 データと解析方法

日本の沿岸検潮について使用したデータは第 1 章と同じである。加えて Rabinovich *et al.* (2013) との比較のため、太平洋に設置された海底水圧計システム DART の観測データを解析に使用した。本報告で解析に使用した DART 観測点の位置を Figure 2.1 に示す。解析対象とした津波事例は、Rabinovich *et al.* (2013) と同じ 2009 年サモア諸島、2010 年チリ中部沿岸の地震、及び 2011 年東北地方太平洋沖地震である。分割する周期帯域について、Rabinovich *et al.* (2013) は周期 2~6 分、6~20 分、20~60 分、及び 60~180 分の 4 分割、今井・ほか(2014)は周期 2~16 分、16~32 分、32~64 分、及び 64~128 分の 4 分割と異なる周期分割をそれぞれ採用しているが、本報告では Rabinovich *et al.* (2013) と同じ周期帯域に分割して解析を行った。第 1 章で用いた MRMS 振幅とは別に、Rabinovich *et al.* (2013) との比較のため、地震発生時刻を基準時刻として時間窓 6 時間を 3 時間ずつ移動させ、それぞれの時間窓内で計算した津波振幅の分散も用いる。ただし他の章との混乱を避けるため、減衰時定数の数値は、津波振幅の分散から求めた場合でも 2 倍して、振幅から求めた場合と揃えて表記する。また、先行研究と比較する場合には先行研究の結果の数値を 2 倍して表記するため、原論文に直接あたる際には注意が必要である。

## 2.3 結果

まず、Rabinovich *et al.* (2013) によって求められた減衰時定数を再現できるか確認した。Figure 2.2 は、2010 年チリ中部沿岸の地震、及び 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波事例について、Rabinovich *et al.* (2013) の Figure 5 (及び Table 4) に減衰時定数が記載されている観測点と同じ観測点について、本報告において行った周期ごとの減衰解析の結果を示している。Figure 2.2 と Rabinovich *et al.* (2013) の Figure 5 と比較すると、本報告で求めた減衰時定数は Rabinovich *et al.* (2013) の結果をほぼ再現できていることがわかる。これら周期帯ごとの減衰時定数と全周期帯の減衰時定数を合わせて、本報告によ

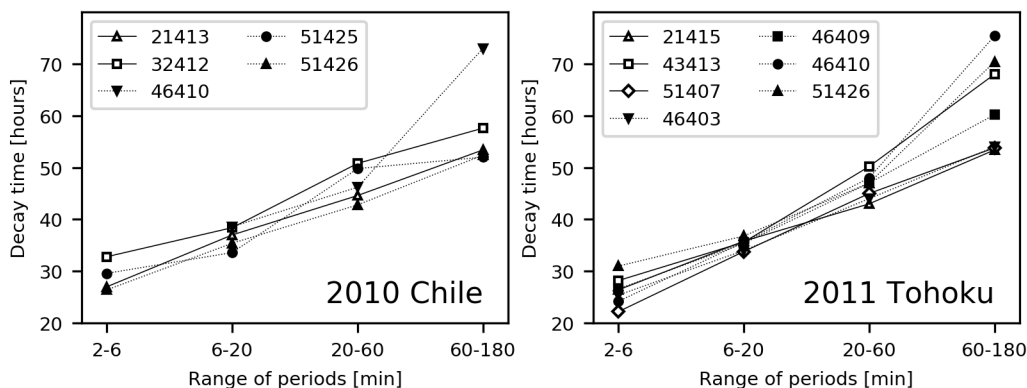


Figure 2.2 Tsunami decay times in DART observations as a function of the wave period for the 2010 Chile and 2011 Tohoku tsunami events.

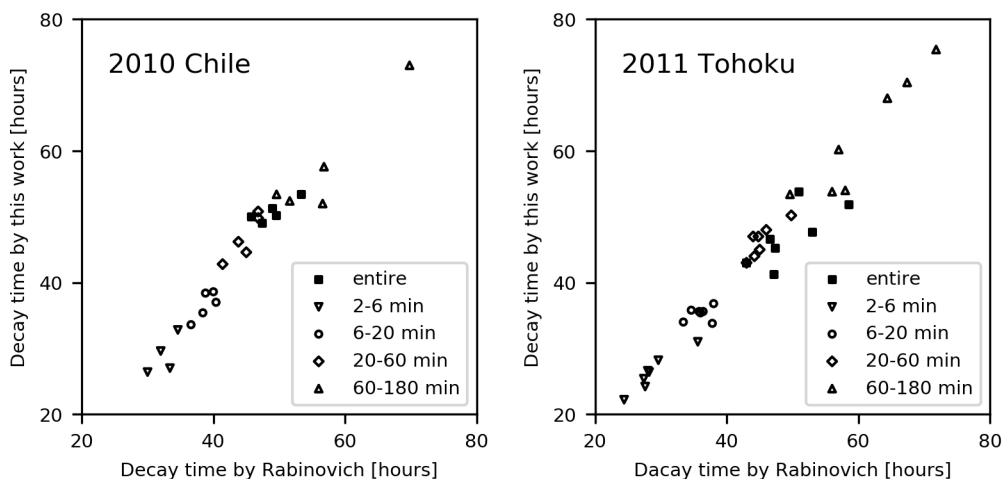


Figure 2.3 Comparison of the decay times of the 2010 Chile and 2011 Tohoku tsunami events evaluated by Rabinovich et al. (2013) with those evaluated by this work.

る結果と Rabinovich *et al.* (2013)による結果との比較を Figure 2.3 に示すが、本報告による結果は全周期を含めいずれの周期帯についても Rabinovich *et al.* (2013)による結果とほぼ一致しており、本報告による周期ごとの減衰解析は Rabinovich *et al.*(2013)を再現する解析として適切に行われているといえる。

それをふまえて 2009 年サモア諸島の地震の津波事例についての減衰解析の結果を見ると、状況が異なる。Figure 2.4 は DART 観測点のうち、北東太平洋に設置された 46407、並びに北西太平洋に設置された 21413、21419、及び 52401 の全周期帯の津波振幅の分散の時間変化を示している。46407 は、2009 年サモア諸島の地震の津波事例に対して Rabinovich *et al.* (2013)の Figure A1 に減衰近似されたデータの範囲が示されていて、同じ解析を行うことができる観測点である。観測点 46407 について、Rabinovich *et al.* (2013)で求められた減衰時定数（以下、R と略記）は 31.8 時間、本報告による減衰時定数（以下、T と略記）は 31.6 時間とほぼ一致し、前段落で述べたように減衰解

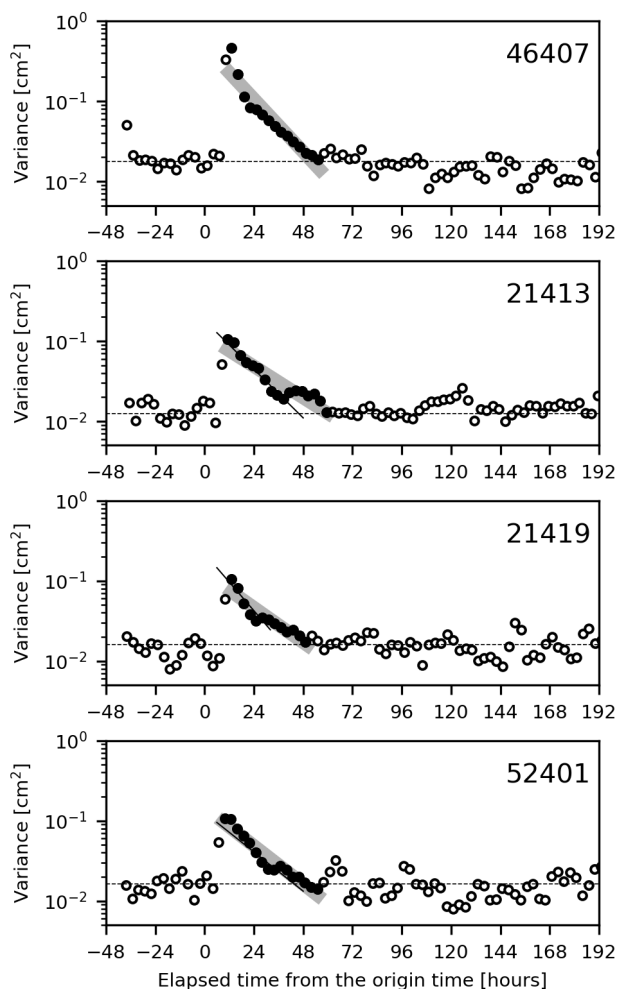


Figure 2.4 Temporal changes of tsunami variance of the 2009 Samoa tsunami event observed by DART stations. Closed circles denote data considered to be tsunami, and gray bold lines denote fitting lines estimated by using those data. Thin solid lines denote the decay lines estimated by Rabinovich *et al.* (2013).

析は適切に行われている。一方、他の 3 観測点については結果の数値だけが示され近似されたデータ範囲が示されていないため、背景潮位変動を考慮しつつデータ範囲を定めなければならない。そこで、図中に黒丸で示したデータ範囲で減衰近似を行った結果、52401 については R: 42.6 時間、T: 43.6 時間と同様な結果が得られたものの、21413 (R: 34.4 時間、T: 53.4 時間) と 21419 (R: 29.2 時間、T: 48.0 時間) ではくいちがいが大きい。Rabinovich *et al.* (2013) がこれらの観測点の減衰解析に使用した区間は前述のとおり論文に示されていないため明らかではないが、減衰時定数の小ささから推定すると、Figure 2.4 に細線で示すように減衰の速い初めの部分を取ったものと思われる。一方、本報告による減衰解析では、他の津波事例と同様に背景潮位変動を図中に破線で示した水準とみなし、その水準まで減衰するまでの黒丸で示したデータを用いている。Figure 2.5(a) は、Figure 2.4 に示したものと同じ 2009 年サモア諸島の地震の津波事例について北西太平洋の DART 観測点 21413、21419、及び 52401 の全周期帯の津波振幅の分散の時間変化を重ねたグラフである。このグラフから、それぞれのデータのゆらぎを考慮すると三者の時間変化は似た挙動を示しており、地震発生から約 54 時間後までは特によく似ている。よって、これら 3 つの観測点で減衰解析に使用するデータ区間の長さに違いを設けること、そして結果として上述したような観測点ごとにまちまちの値となった減衰時定数は適切ではないと考えられる。そこで、個々の観測点ごとではなく、観測点平均について減衰解析を行うことにする。

DART 観測点 21413、21419、及び 52401 の平均値の時間変化を Figure 2.5(b) に示す。Figure 2.5(b)

に示す 2009 年サモア諸島の事例についての北西太平洋における平均的な津波振幅分散の時間変化は、津波到達から 24 時間後までやや急な減衰を示したあと、24~48 時間後の期間は緩やかな減衰を示し、背景潮位変動の水準に落ち着いていくことを示している。この減衰の様相の違いを考慮して区間を分けて減衰解析を行うと、24 時間までの減衰時定数は 30.0 時間、24~48 時間の減衰時定数は 104.2 時間、全体を通して計算した場合には 50.2 時間となる。24 時間までの減衰時定数 30.0 時間は、Rabinovich *et al.* (2013) が観測点 21413、及び 21419 について得た 34.4 時間、及び 29.2 時間、また、全体の平均値 34.6 時間に近い。日本の沿岸潮位データで見た減衰過程では約 24 時間後までが有意な変化で以降は背景潮位変動に紛れるが (Figure 1.14)、沖合観測データについても 24~48 時間後の期間の緩やかな減衰に見える変化は必ずしも有意な津波変化を示しているわけではない可能性がある。

2009 年サモア諸島の事例における各周期帯の変化、また、他の津波事例においても、Figure 2.5(a) に示した全周期帯の変化と同様、3 観測点間の変化に大きな差異はないことから、平均値によって評価することができる。2009 年サモア諸島、2010 年チリ中部沿岸、及び 2011 年東北地方太平洋沖の周期毎の解析結果について、北西太平洋の DART 観測 (21413、21419、52401、52402) の平均値を Figure

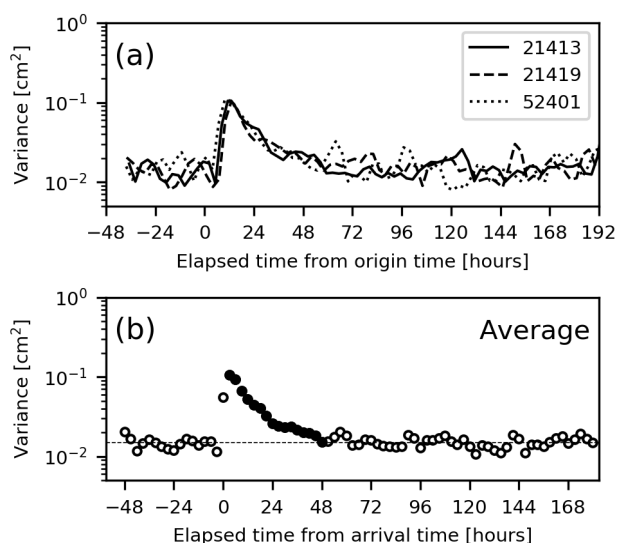


Figure 2.5 (a) Temporal changes of tsunami variance of the 2009 Samoa tsunami event observed by DART stations in the northwest Pacific and (b) their average. Closed circles denote data considered to be tsunami.

2.6 に示す。図中には Rabinovich *et al.* (2013) に準拠した手法で求めた減衰時定数を示しているが、それとは別に冒頭部 24 時間分のデータのみから減衰時定数を求めると、2009 年サモア諸島は 30.0 時間、2010 年チリ中部沿岸は 22.0 時間、2011 年東北地方太平洋沖は 15.0 時間といずれも短い値が得られる。第 1 章で示したように、減衰後期部に比べて減衰初期部の減衰速度は一般に速いことから、このような違いが生じる。その中で 2009 年サモア諸島が他の 2 つに比べてやや長いのは、やはり第 1 章で示したように、初期部のグループ分けにおいてサモア諸島はチリ沿岸中部などグループ A に比べて初期部の減衰の緩やかなグループ C に属していることと調和的である。

Figure 2.6 に示す周期帯ごとの結果を見ると、2009 年サモア諸島の津波事例では長周期よりの周期帯（20～60 分、及び 60～180 分）に津波が認められない。3 つの地震についての周期帯ごとの減衰時定数は、周期 2～6 分で 25.2～29.8 時間、周期 6～20 分で 35.8～36.4 時間、周期 20～60 分で 44.6～46.4 時間、周期 60～180 分で 48.2～51.0 時間となり、周期が短いほど減衰時定数が小さく減衰が速い

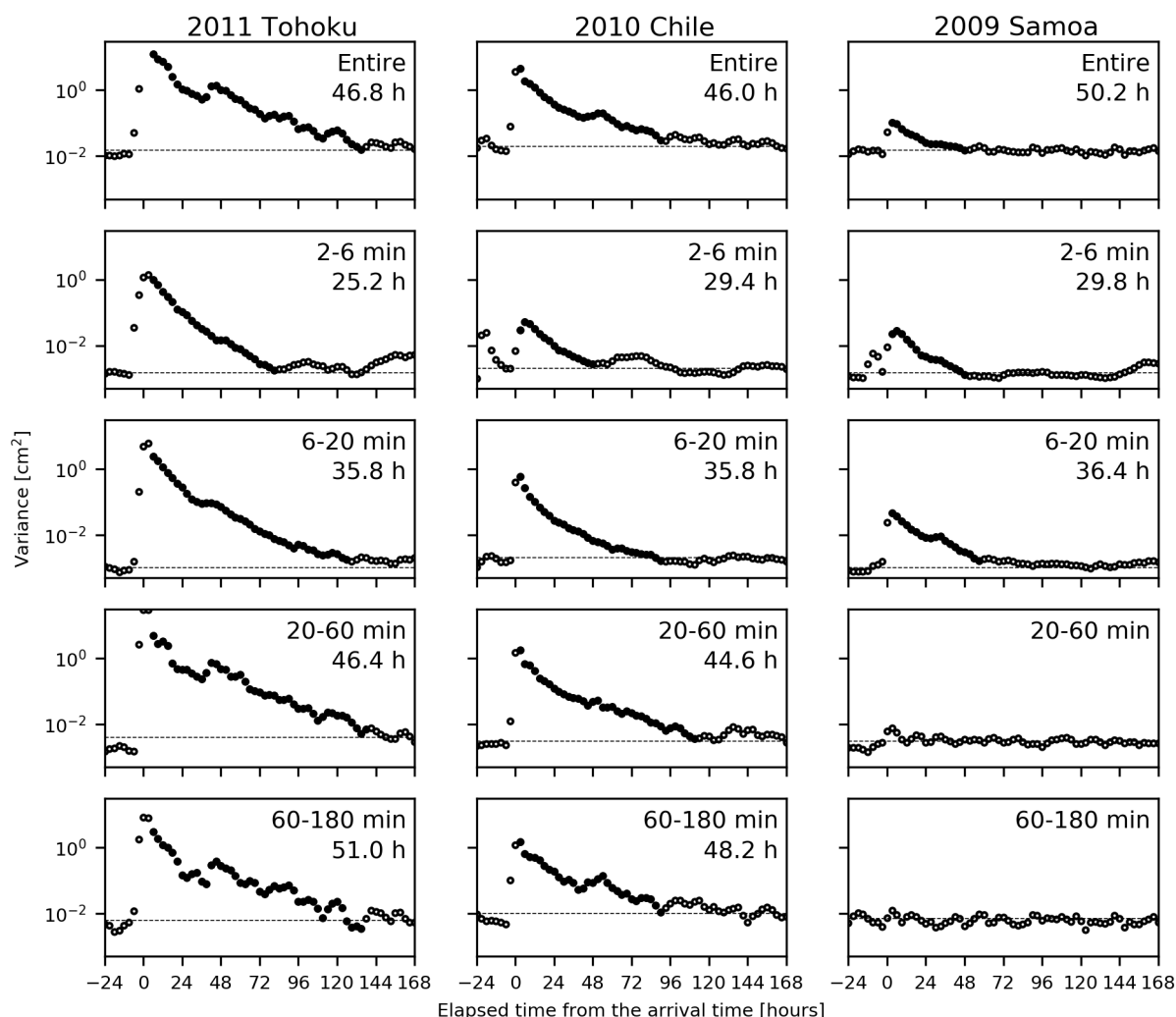


Figure 2.6 Temporal changes of tsunami variance and decay times of the 2011 Tohoku, 2010 Chile, and 2009 Samoa tsunami events estimated in various period bands. No significant tsunami waves were observed in the 20–60 minute and 60–180 minute period bands for the 2009 Samoa tsunami event.

という傾向が確かめられる。2011 年東北地方太平洋沖地震と 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例の全体の減衰時定数は 46.0~46.8 時間となって概ね周期 20 分以上の帯域の値に近いものになる。2009 年サモア諸島の津波事例の全体の減衰時定数は、先に検討したように、50.2 時間は必ずしも有意な津波変化を表したものではない可能性があり、30.0 時間を採るとすれば周期 2~20 分の帯域の値と整合する。

ここまで、DART データの周期解析の結果について述べてきたが、沿岸検潮データの周期解析の結果も概ね DART の結果と整合的である。Figure 2.7 に DART 及び沿岸検潮の平均 MRMS 振幅の時間変化を重ねて示す。比較しやすいよう、DART のデータから求められた MRMS 振幅を係数倍して示している。津波到達の冒頭部数時間を除き、両者はよく似た減衰傾向を示す。沿岸検潮の方が DART よりも相対的な背景潮位変動が大きく、早い時期に津波が背景潮位変動の水準まで減衰していることが分かる。

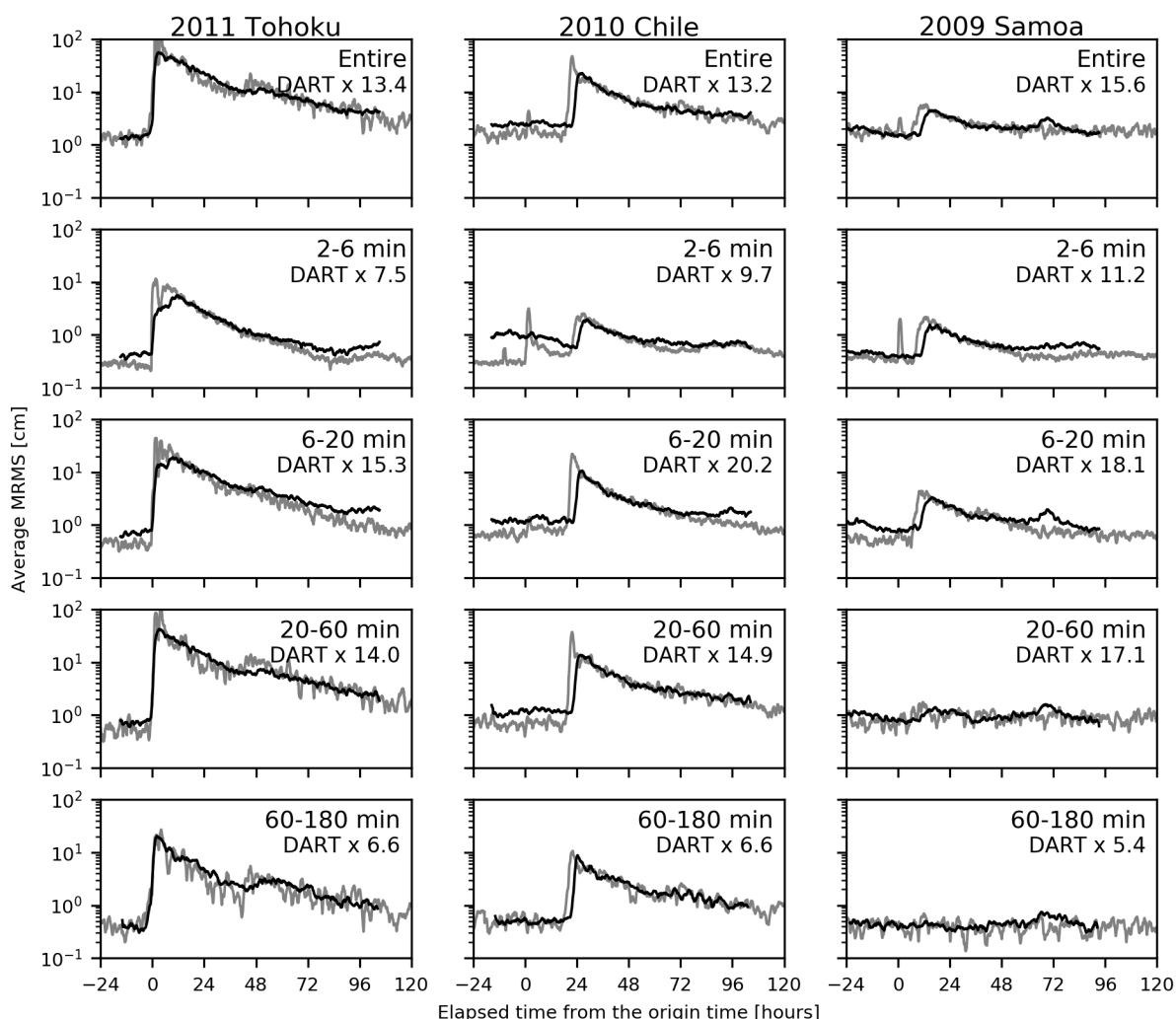


Figure 2.7 Temporal changes of average MRMS amplitudes of the 2011 Tohoku, 2010 Chile, and 2009 Samoa tsunami events estimated in various period bands. Gray lines denote MRMS amplitudes observed by DART stations in the northwest Pacific, multiplied by the indicated value. Black lines denote MRMS amplitudes observed by tide gauge stations in Japan.

Figure 2.8 は、北西太平洋の DART で観測された平均津波振幅と日本の沿岸検潮で観測された平均津波振幅の分割された周期帯ごとの比の値を示す。この比の値は、Figure 2.7 で DART の記録を係数倍した際に用いた係数である。3 つの津波事例間でほぼ同じような傾向を示し、周期 6~20 分及び 20~60 分の帯域における倍率は周期 2~6 分及び 60~180 分の帯域における倍率に比べて 2 倍程度大きい。

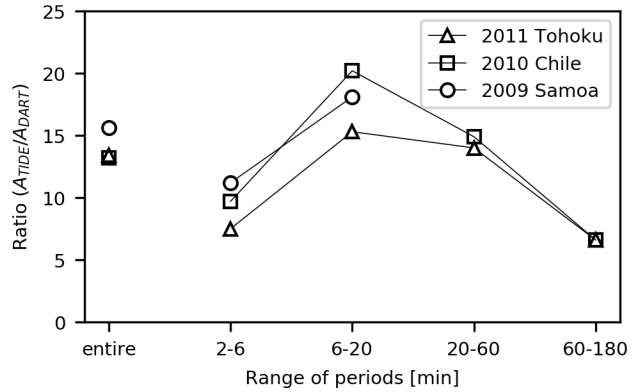


Figure 2.8 Amplification factors ( $A_{TIDE}/A_{DART}$ ) at the tide gauge stations on the Pacific coast of Japan compared to DART stations in the northwest Pacific.

Figure 2.9 に沿岸検潮及び北西太平洋 DART のスペクトル解析の結果を示す。同図上段に示す背景潮位変動に対する津波のスペクトル比からは、Figure 2.7 で示されていることと同様に、2009 年サモア諸島の津波のスペクトルが周期 2~20 分に限られ、2011 年東北地方太平洋沖と 2010 年チリ中部沿岸の事例と比べて長周期成分に欠ける特徴が沿岸検潮・沖合 DART に共通して見られる。この特徴は沖合 DART について Rabinovich *et al.* (2013) が示したものと同様である。同図下段には沿岸検潮・沖合 DART によって観測された津波のスペクトルを示す。両者のスペクトルの大きさにはほぼ 2 桁の違いがあるが、周期間には少なくとも桁が違ふほどの大きさの違いは見られない。しかし、細かく見ると、周期 6~60 分付近では沿岸検潮と沖合 DART の比が 2 桁の違いよりも大きくなる向きのおずか

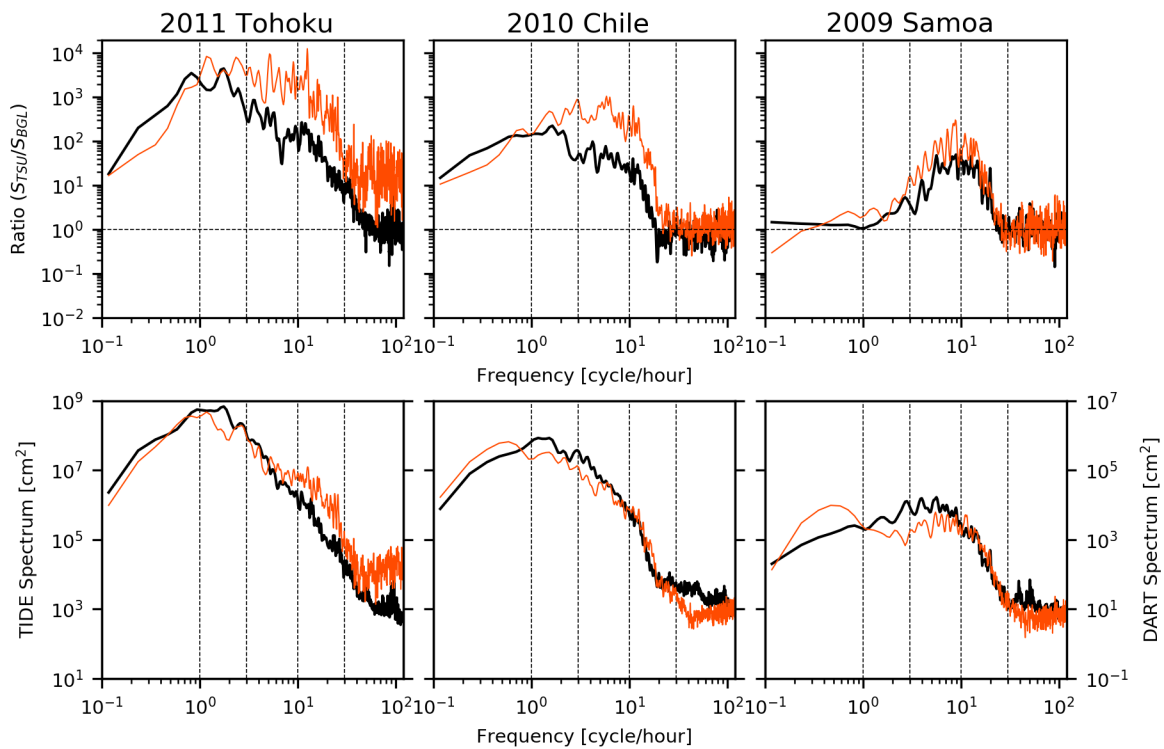


Figure 2.9 (Top row) Spectral ratios of tsunami to background tidal levels, and (bottom row) tsunami spectra for the 2011 Tohoku, 2010 Chile, and 2009 Samoa tsunami events. Thick black and thin red lines denote results evaluated by using tide gauge and DART observations, respectively.

な差が見られ、この差は Figure 2.8 に示した 2 倍程度の沖合・沿岸比をスペクトルの面で見ただけのものになるだろう。この関係が、日本近海における一般的な沖合と沿岸の振幅比を示していると考えられる。このように日本沿岸では沖合の北西太平洋深海域に比べて周期 6~60 分の周期帯域の津波が支配的になり、より短周期側及び長周期側の津波振幅が相対的に減じることも、沿岸域における減衰傾向が地震の規模への依存度を減じる一つの要因になっているものと考えられる。

## 2.4 結論

地震・津波の規模が異なる 3 つの津波事例について、日本の沿岸検潮、及び沖合の北西太平洋深海域に設置された DART による津波観測データを用いて周期帯域ごとの減衰傾向を調べた。Rabinovich *et al.* (2013) が DART データについて示したのと同様に、沿岸検潮データについても規模が大きい地震による津波にはより長周期の成分が含まれる。沖合 DART から沿岸検潮への津波増幅率は周期 6~20 分及び 20~60 分の帯域が長周期帯域（周期 60~180 分）・短周期帯域（周期 2~6 分）に比べて 2~3 倍大きい。そのため全体の減衰時定数は中庸に寄り、その結果、沿岸検潮の場合は沖合観測と違って、全体としては地震の規模への依存性は弱まるものと考えられる。

第 1 章で示したように、多くの津波事例において減衰後期部に比べて減衰初期部の減衰速度は速いため、2011 年東北地方太平洋沖や 2010 年チリ中部沿岸のように規模が大きい地震でも、減衰初期部だけを取り出すと減衰時定数は後期部に比べて小さい。減衰時定数の小さな短周期成分が全体の振幅に占める割合は時間経過とともに小さくなっていき、また、地震津波の規模が小さい場合は津波の継続時間が短く、減衰初期部から後期部に遷移する過程で津波振幅が背景潮位変動の水準にまで減衰してしまう。これらのことから、減衰時定数の周期依存性は、減衰初期部と後期部への遷移に吸収されて目立たないものになっていると考えられる。