

第 1 章 日本の沿岸における遠地津波の減衰過程の特徴

1.1 はじめに

津波の減衰過程については、これまで主に大洋全域に広がる巨大津波を対象にして調べられてきた。

Munk (1963)は、1960 年チリ地震津波の減衰について調べ、津波の伝播と減衰の過程を閉じた部屋の中で音が伝わり響き合い次第に小さくなっていく残響モデルになぞらえることによって、津波振幅の時間変化の様相を、津波が大洋全体に広がっていく拡散 (diffusion) 過程と、大洋全体に広がった津波が沿岸での反射を繰り返しながら次第にエネルギーを失って指数関数的に衰えていく吸収 (absorption) 過程に分けて解釈した。

Van Dorn (1984)は、1960 年チリ地震津波に加えて、1946 年アラスカ地震、1952 年カムチャツカ半島地震、1957 年アリューシャン列島地震、及び 1964 年アラスカ地震による津波の減衰について、北アメリカ西岸及び北東太平洋の島々における観測データを用いて解析した。Van Dorn(1987)は、さらに、1983 年日本海中部地震やギリシャ近海の地震による津波を用いて、大洋に比べて狭い海域での津波の減衰について調べ、海洋の大きさによる減衰の特徴の違いを論じた。

以上の 1940 年代から 1960 年代の大津波の記録を用いた減衰解析は沿岸潮位計データを用いて行われた。しかし、沿岸潮位計データを用いた津波減衰解析は沿岸地形の影響を受けているおそれがあり (たとえば、Rabinovich, 1997)、海洋全域にわたる大局的な減衰過程を解釈するには限界があるとされた (Rabinovich *et al.*, 2011)。そのため、2000 年代の大津波の記録を用いた近年の減衰解析には沖合津波計による観測データが用いられるようになった。Rabinovich *et al.* (2011)は、2004 年スマトラ地震による津波についてインド洋から太平洋・大西洋に至る広範囲の沿岸潮位計データに加えて北東太平洋の沖合津波計データにより減衰特徴を調べ、Rabinovich *et al.* (2013)は、2009 年サモア諸島、2010 年チリ中部沿岸、2011 年東北地方太平洋沖地震による津波の減衰を太平洋全域に設置された沖合津波計の観測データを用いて調査した。2011 年東北地方太平洋沖地震の津波減衰は他にも多くの研究者によって調べられた (Fine *et al.*, 2012; Tang *et al.*, 2012; Saito *et al.*, 2013; Kulikov *et al.*, 2014)。

これら一連の研究によって得られた津波減衰過程の基本的性質は、Munk(1963)によって提唱された拡散過程と吸収過程という二つの過程に大局的に従い、津波の第一波到達からの振幅の増加と初期の減衰の様相は津波事例や観測点によって異なるにもかかわらず、第一波到達から一定時間経過した後の減衰は似た様相を示し、その減衰様相は指数関数で近似できるということである。

本報告においても、まず、日本の沿岸検潮で観測された遠地津波の記録をこの観点から整理し、減衰様相を指数関数で近似して、日本の沿岸における遠地津波の減衰過程の特徴を明らかにする。そして先行研究によってこれまでに示されてきた結果と比較し相違点について検討する。なお、本報告においては以降、先行研究で吸収 (absorption) 過程と呼ばれ、指数関数型減衰とされている過程を減衰後期部 (または簡単に、後期部)、津波到達後に振幅が増大し最大となった後次第に後期部の指数関数型減衰に漸近していく過程を増加・減衰初期部 (または簡単に、初期部) と呼ぶことにする。

1.2 データと解析方法

解析対象とした津波事例を Table 1.1 に、その津波を引き起こした地震の震央を Figure 1.1 に示す。解析に使用したデータは、気象庁が管理する検潮所における潮位観測データである。1997 年 1 月以降の潮位観測データは、15 秒間隔のデジタルデータが整理されている（以降、この期間をデジタルデータ期と呼ぶ）。デジタルデータ期に津波注意報以上が発表された事例のうち、Table 1.1(b) に示す遠地津波 16 事例と 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波事例を対象とし、津波の規模に応じて 5~7 日間の潮位観測データを収集した。観測潮位から潮汐成分を除いて津波データとし、15 秒間隔のデータにカットオフ周波数 2 分のローパスフィルターを適用した後、1 分間隔のデータにリサンプリングした。

デジタルデータ期だけでは規模の大きな津波事例が少ないことから、それより前の期間についても潮位観測データを収集することにした。1996 年以前についてはデジタルデータが存在しないため、太平洋で発生したモーメントマグニチュード (M_w) 8.6 以上の巨大津波事例のうち、Table 1.1(a) に示す津波記録紙を入手できた 5 事例について津波記録紙からの読み取りを行った（以降、この期間をアナログデータ期と呼ぶ）。津波記録紙からの読み取りにあたっては、記録紙をスキャンした画像データから画像処理ソフトウェアを用いて RGB 分解と濃淡分離を行うことによってペン書きされた潮位グラフだけを抽出した後、グラフ読取ソフトウェアを用いて、抽出した潮位グラフを 1 分間隔で数値化した。

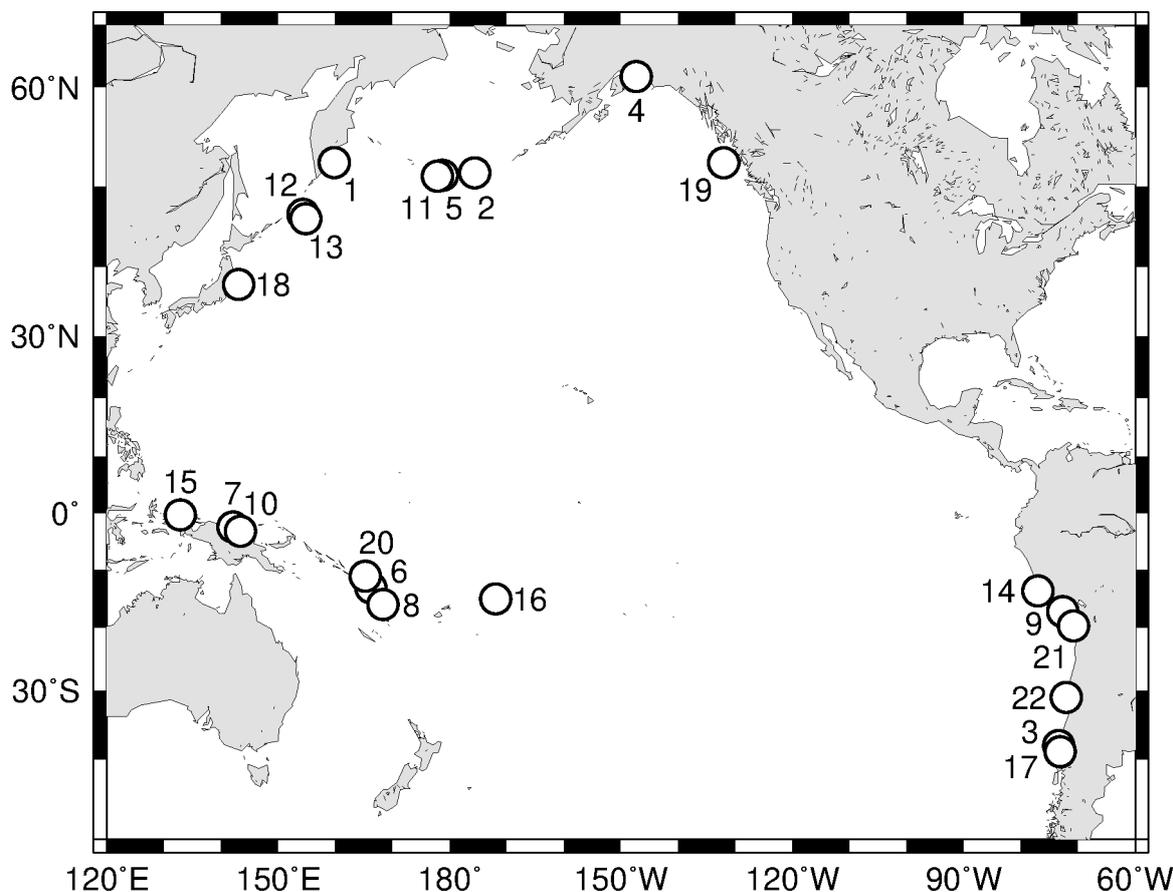


Figure 1.1 Epicenter locations of the earthquakes that generated the tsunamis analyzed in this report. The numerals correspond to the earthquake numbers in Table 1.1.

Table 1.1 Earthquakes that generated the tsunamis analyzed in this report.

(a) Earthquakes before 1996, recorded in analog. The moment magnitude (M_w) of earthquake No. 2 is from Johnson *et al.* (1994), and the others are from Kanamori (1977).

No.	Origin time (GMT)	Hypocentral region	M_w
1	1952/11/ 4 16:58	Kamchatka Peninsula	9.0
2	1957/ 3/ 9 14:23	Aleutian Islands	8.6
3	1960/ 5/22 19:11	Chile	9.5
4	1964/ 3/28 3:36	Alaska	9.2
5	1965/ 2/ 4 5:01	Aleutian Islands	8.7

(b) Earthquakes since 1997, recorded digitally. The moment magnitudes are from the Global CMT catalog (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012).

No.	Origin time (GMT)	Hypocentral region	M_w
6	1997/ 4/21 12:02	Santa Cruz Islands	7.7
7	1998/ 7/17 8:49	Near N Coast of Papua	7.0
8	1999/11/26 13:21	Vanuatu Islands	7.4
9	2001/ 6/23 20:33	Near Coast of Peru	8.4
10	2002/ 9/ 8 18:44	Near N Coast of Papua	7.6
11	2003/11/17 6:43	Rat Islands, Aleutian Islands	7.7
12	2006/11/15 11:14	Kuril Islands	8.3
13	2007/ 1/13 4:23	East of Kuril Islands	8.1
14	2007/ 8/15 23:40	Near Coast of Peru	8.0
15	2009/ 1/ 3 19:43	Irian Jaya Region, Indonesia	7.7
16	2009/ 9/29 17:48	Samoa Islands Region	8.1
17	2010/ 2/27 6:34	Near Coast of Central Chile	8.8
18	2011/ 3/11 5:46	Near East Coast of Honshu	9.1
19	2012/10/28 3:04	Queen Charlotte Islands	7.8
20	2013/ 2/ 6 1:12	Santa Cruz Islands	7.9
21	2014/ 4/ 1 23:46	Near Coast of Northern Chile	8.1
22	2015/ 9/16 22:54	Near Coast of Central Chile	8.3

以上の手順によって得た1分間隔の津波データを用い、64分、及び180分の時間窓幅で二乗平均平方根を1分間隔で求めた。この二乗平均平方根のことを本報告では以降、林・ほか(2010)にならってMRMS (Moving Root-Mean-Square) 振幅と呼ぶことにする。

本解析で潮位観測データを使用した検潮所の一覧を Table 1.2 に、その位置を Figure 1.2 に示す。潮位観測データの上で津波が認められ、解析に使用したものには表中に✓で示す。 M_w 8.0以上の地震による津波では大半の検潮所で津波が認められた一方、主に南西太平洋を波源とする M_w 8.0 未満の事

例では東日本の観測点で津波が認められないことが多い。先行研究では地震発生時を起点として整理していることが多いが、後期部の減衰傾向のみならず初期部の様相の観測点間や事例間の相違を調べることがあるため、本報告ではまず津波到達時を起点として整理した。波形全体からは津波の存在が認められるものの第1波不明瞭のために元の波形だけからは津波到達時の判断が難しい観測点については MRMS 振幅の立ち上がりを参照するなどして、すべての観測点について津波到達時を改めて読み取った。それでもなお背景潮位変動による振幅変化が大きく津波到達時の読み取りができなかった観測点は解析に使用しなかった。

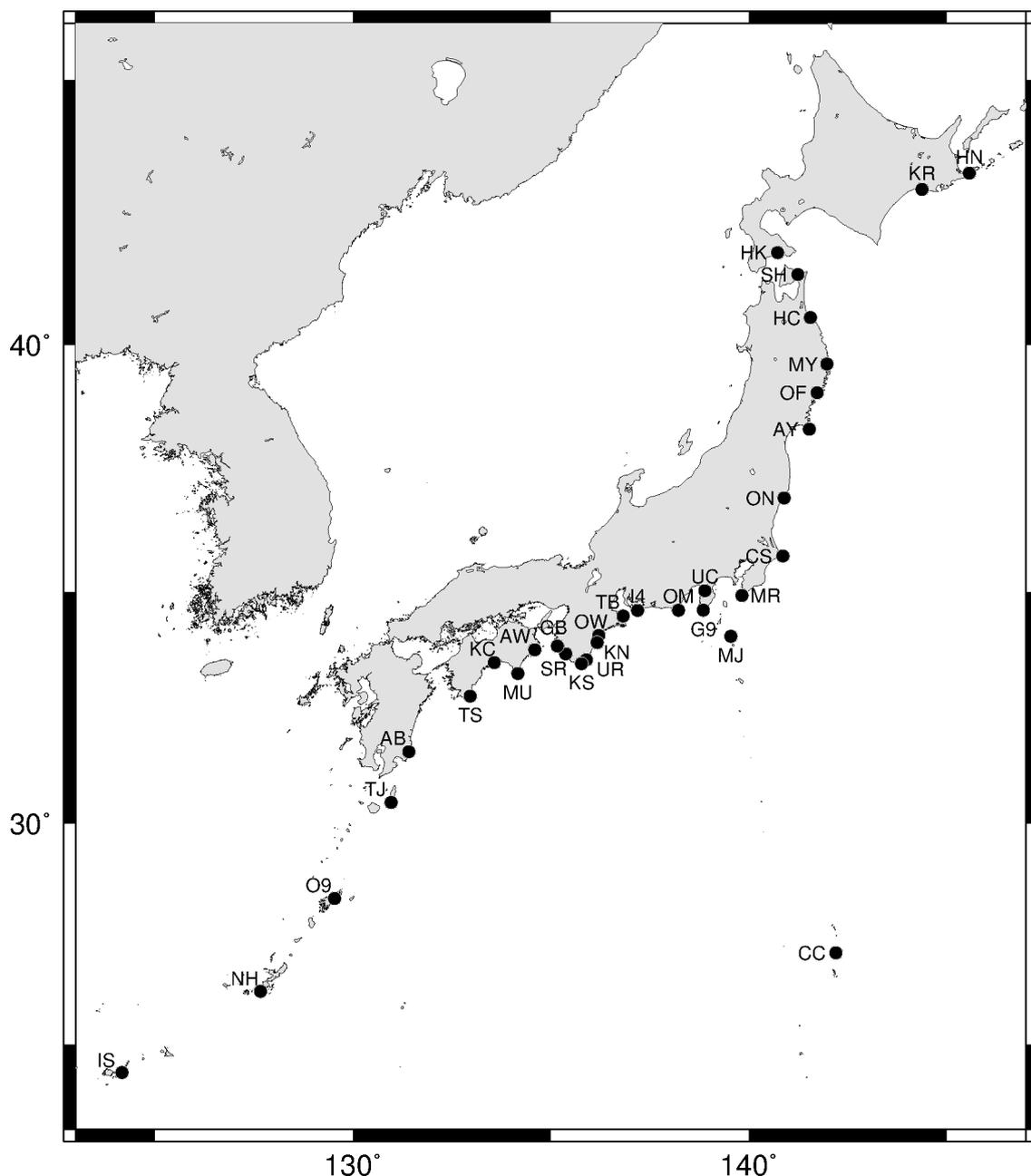


Figure 1.2 The 33 tide gauge stations along the Pacific coast of Japan at which the data used in this report were obtained. The names corresponding to the station abbreviations are given in Table 1.2.

Table 1.2 Tide gauge stations used in this report. Numerals correspond to the earthquake numbers in Tables 1.1. Check marks indicate that data recorded by the corresponding station for that earthquake were used. Underlined check marks denote the data from the southwest Pacific events used in averaging.

	No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
HN	Hanasaki		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓		✓	✓	✓		✓	✓	✓
KR	Kushiro						✓		✓	✓			✓	✓	✓		✓	✓	✓		✓	✓	✓
HK	Hakodate	✓	✓	✓	✓	✓				✓			✓		✓			✓	✓			✓	✓
SH	Shimokita								✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓		✓	✓	✓
HC	Hachinohe						✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓					
MY	Miyako	✓		✓	✓		✓		✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓			✓	✓	✓
OF	Ofunato							✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓		✓	✓		✓
AY	Ayukawa	✓			✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	<u>✓</u>	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓		<u>✓</u>	✓		✓	<u>✓</u>	✓	✓
ON	Onahama	✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓		✓	✓	✓	✓
CS	Choshi						✓			✓			✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓
MR	Mera							<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
MJ	Miyakejima							✓				✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
CC	Chichijima						<u>✓</u>	<u>✓</u>		✓	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
G9	Irozaki							<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	<u>✓</u>	✓	✓	✓		<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
UC	Uchiura						✓	✓	✓	✓	✓		✓		✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓		<u>✓</u>	✓
OM	Omaezaki							<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	<u>✓</u>	✓	✓		✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
I4	Akabane														✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓
TB	Toba						<u>✓</u>		<u>✓</u>	✓	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
OW	Owase						<u>✓</u>	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
KN	Kumano												✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
UR	Uragami						✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓		<u>✓</u>	✓	✓
KS	Kushimoto						✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓	✓		✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓		<u>✓</u>	✓	✓
SR	Shirahama						✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓	✓		✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓			✓	✓
GB	Gobo												✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
AW	Awayuki												✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
MU	Muroto						<u>✓</u>	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
KC	Kochi		✓	✓	✓	✓			✓	✓			✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓
TS	Tosashimizu						✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>		✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓	✓	✓	<u>✓</u>	✓
AB	Aburatsu							✓		✓	✓		✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
TJ	Tanegashima							✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓
O9	Amami								✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
NH	Naha						✓			✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	✓			✓	✓
IS	Ishigaki						<u>✓</u>	<u>✓</u>		✓	<u>✓</u>		✓	✓	✓	<u>✓</u>	<u>✓</u>	✓	✓		<u>✓</u>		✓

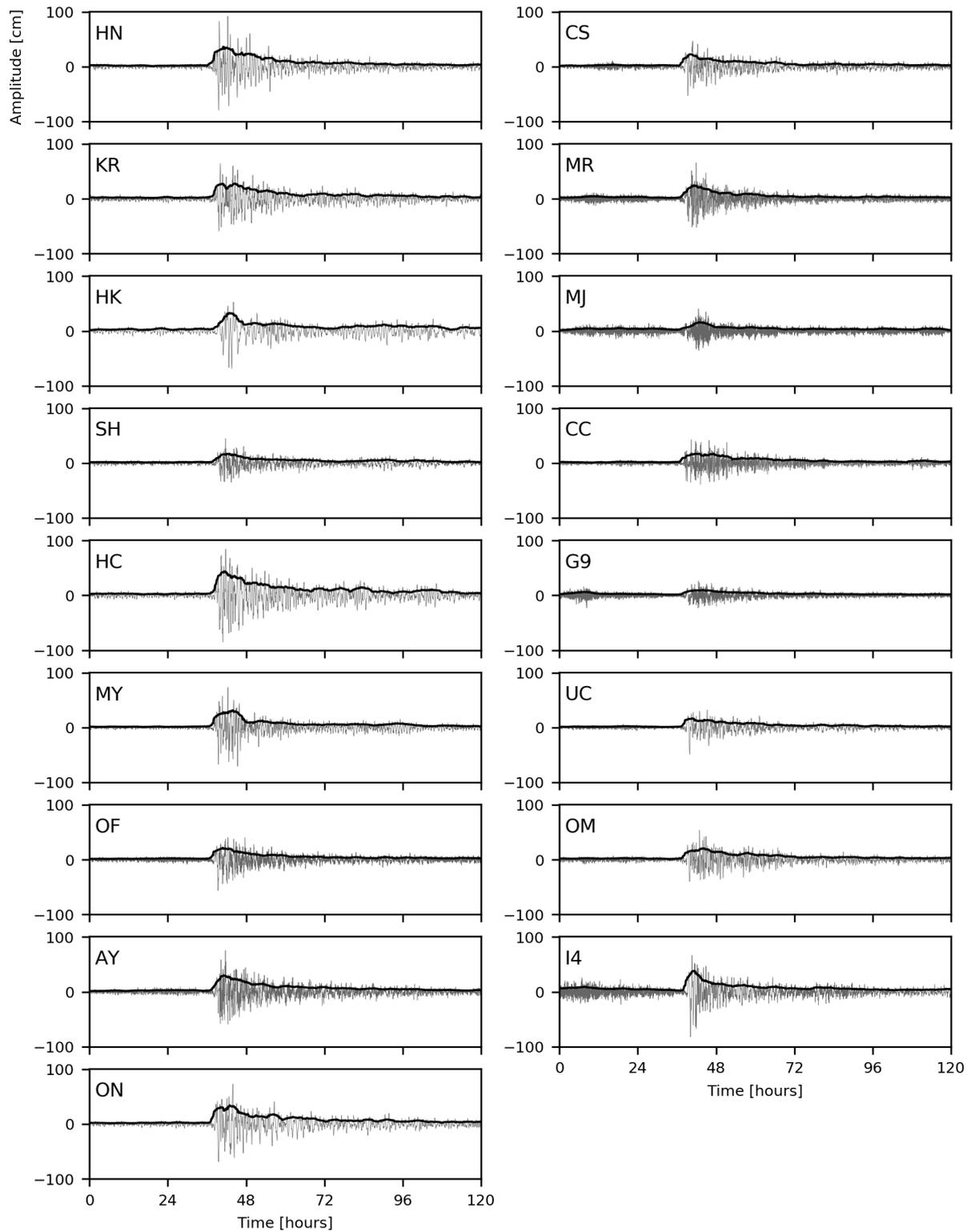


Figure 1.3 Tidal changes observed at each of the 33 tide gauge stations (thin lines) during the Chile (Maule) earthquake tsunami in February 2010 and their MRMS amplitudes, obtained by using a time window of 180 minutes (thick lines).

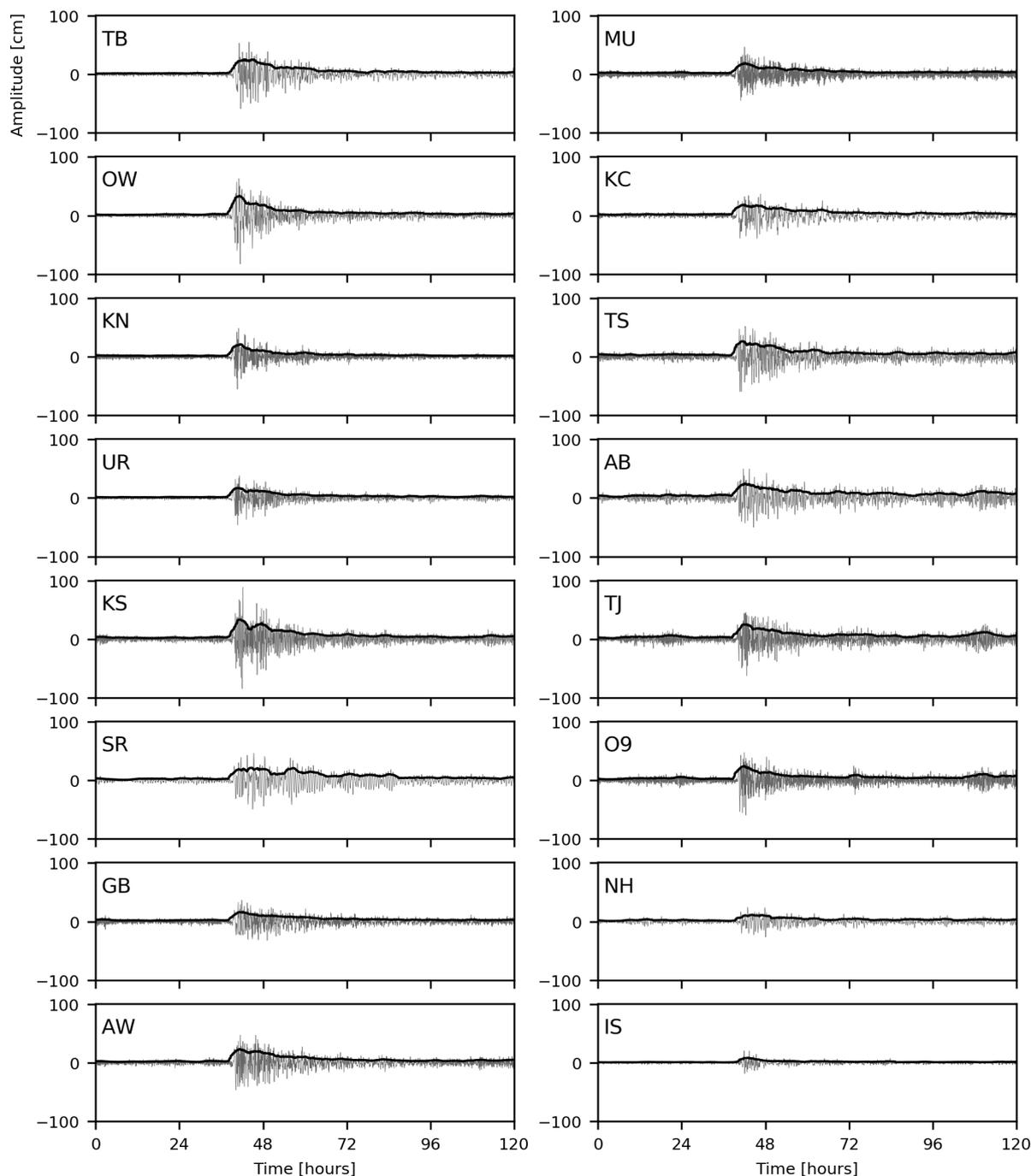


Figure 1.3 (Continued)

1.3 MRMS 振幅の平均化と規格化

津波波形と MRMS 振幅の時間変化の例として、2010 年チリ中部沿岸の地震津波の事例を Figure 1.3 に示す。なお、本報告では以降、特に断りのない限り、MRMS 振幅を示すときは時間窓幅 180 分の MRMS 振幅を用いる。津波減衰過程の一般的傾向を明瞭にするため、ひとつひとつの観測点ごとの MRMS 振幅変化について解析・検討するのではなく、観測点ごとの MRMS 振幅を津波事例ごとに平均した平均 MRMS 振幅 (Average MRMS amplitude) の変化について解析・検討することにする。

デジタルデータ期の Mw8.0 以上の地震による津波 9 事例について MRMS 振幅の観測点平均を計算する場合は、33 検潮所すべてのデータを使用した。Mw8.0 未満の地震による津波 8 事例の場合、津波が認められない観測点が少なくない。そこで、事例間比較に使用する観測点平均は、条件を揃えるため、Table 1.2 に示すように 14 観測点の平均とした。アナログデータ期の津波 5 事例については、最大でも 6 観測点しか用いられないので、得られたすべての観測点のデータを平均に使用した。

一例として、2010 年チリ中部沿岸の地震津波の事例について、観測点ごとの MRMS 振幅とその平

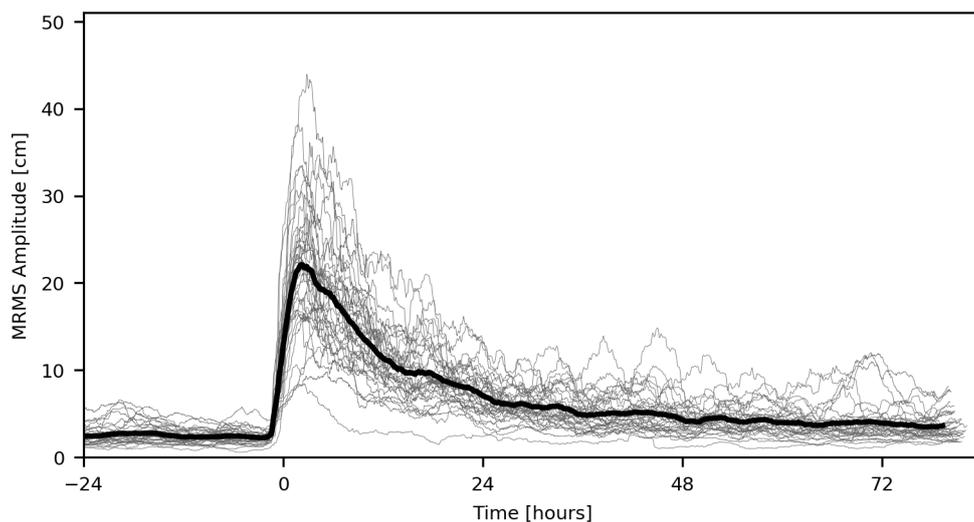


Figure 1.4 Temporal changes of the MRMS amplitude of the 2010 Chile tsunami event. Thin lines denote the MRMS amplitudes at each of the 33 tide gauge stations, and the thick line denotes their average.

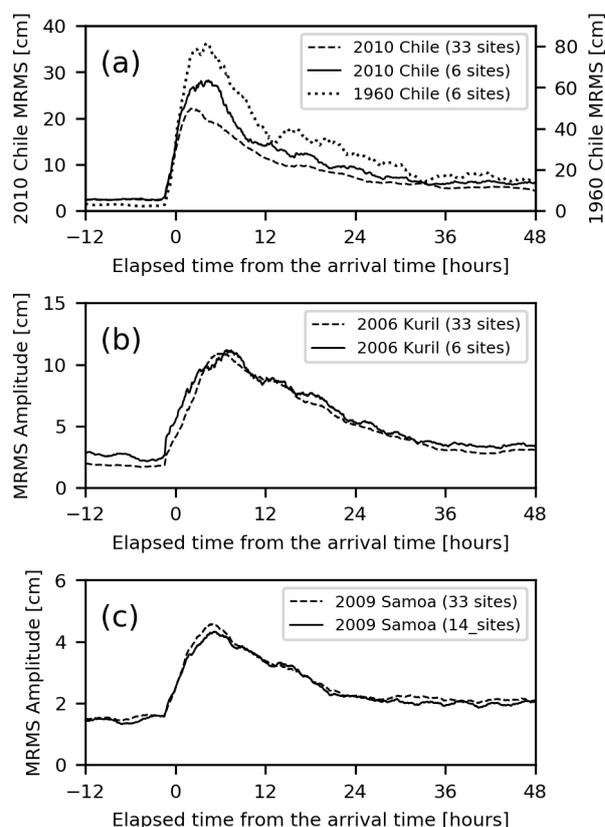


Figure 1.5 Average MRMS amplitudes evaluated by using data from different number of observation sites. (a) Average MRMS amplitudes of the 2010 Chile tsunami event based on data from 33 and 6 sites, and average MRMS amplitude of the 1960 Chile tsunami event based on data from 6 sites. (b) Average MRMS amplitudes of the 2006 Kuril tsunami event based on data from 33 and 6 sites. (c) Average MRMS amplitudes of the 2009 Samoa tsunami event based on data from 33 and 14 sites.

均値の時間変化を重ねて Figure 1.4 に示す。観測点ごとの MRMS 振幅の大きさには平均値に対してかなりの幅が見られる。このことは、平均に用いられる観測点数が少ない場合に、観測点の選択によって他の事例の平均と正しく比較できないおそれを生じさせる。そこで、2010 年チリ中部沿岸の地震津波のデータを用いてアナログデータ期と同じ 6 観測点平均を求めて 33 観測点平均と比較し、1997 年以降のデジタルデータ期の 33 観測点平均とそれ以前のアナログデータ期の 6 観測点平均を同列に扱えるかどうかを確認した。Figure 1.5(a)に、2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例についての 33 観測点平均と 6 観測点平均、及び 1960 年チリ地震の津波事例についての 6 観測点平均を示す。2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例では、33 観測点平均に比べ 6 観測点平均の方が、振幅が大きく最大値となる時刻が遅れる。この最大値となる時刻が遅れるという変化の様相は、1960 年チリ地震の津波事例の 6 観測点平均に見られる特徴と同じである。したがって、2010 年チリ中部沿岸の地震と 1960 年チリ地震の津波事例における最大値前後の変化様相の違いは、平均に用いられた観測点の違いに起因するものであって、両事例の変化様相に本質的な違いがあることを示すものではないと考えられる。また、6 観測点平均により平均振幅が 33 観測点平均に比べて過大に求められることから、事例間の振幅比の検討の際には注意が必要である。

1952 年カムチャツカ半島の地震から 1964 年アラスカ地震にかけての北太平洋を波源とする津波事例について、2006 年千島列島の地震の津波事例を用いて同様の検討を行った。Figure 1.5(b)に結果を示す。2006 年千島列島の地震の津波事例は上述の 2010 年チリ沿岸中部の地震の津波事例と異なり、観測点数の違いによる差はほとんど見られないことから、33 観測点平均と 6 観測点平均を同列に扱ってよいと考えられる。

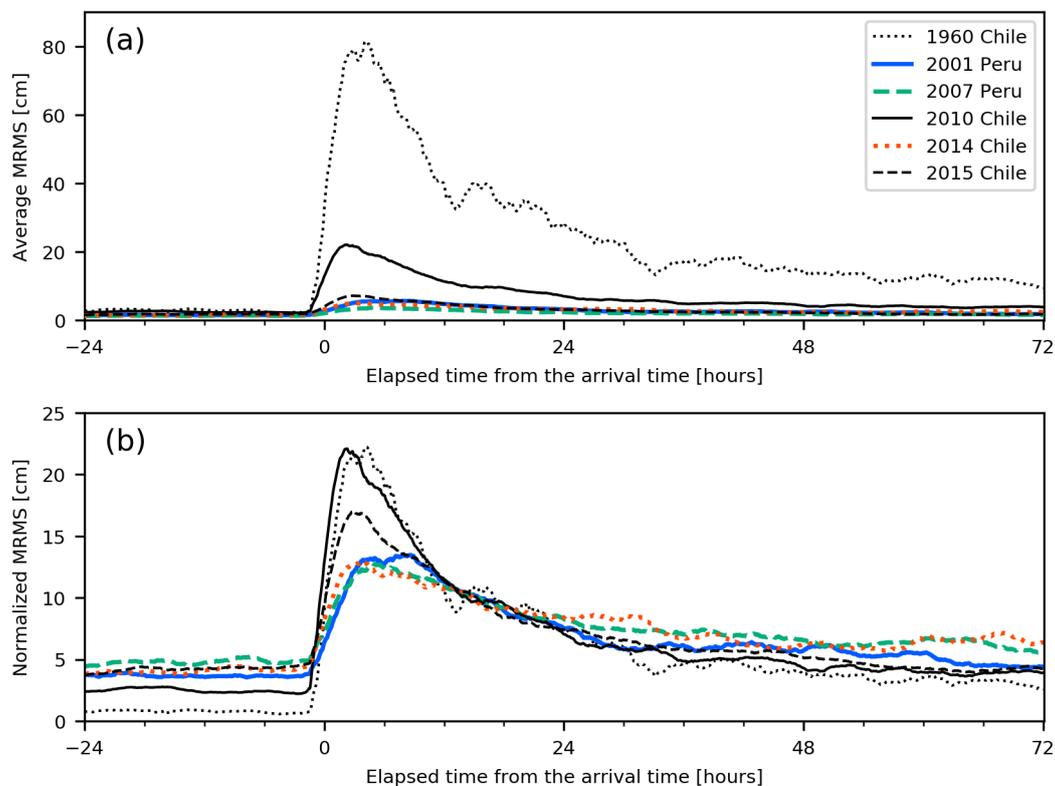


Figure 1.6 Temporal changes of (a) average and (b) normalized MRMS amplitudes of the tsunami events with source regions near the coast of South America.

南西太平洋を波源とする事例については地震の規模が $M_w 8.0$ 未満の津波事例で津波が認められた観測点が少なくなるため、14 観測点平均を採用した。同じデジタルデータ期において 33 観測点平均と 14 観測点平均を同列に扱えるかどうかを確認するため、2009 年サモア諸島の地震の津波事例で両者の結果を比較した。Figure 1.5(c)にその結果を示す。両者の時間経過はよく似ていて振幅比は 0.99 となりほぼ一致した。よって、津波観測点数の少ない南西太平洋を波源とする事例の結果についても、33 観測点平均を用いる結果と同じように扱うことは問題ないと考えられる。

チリ沖及びペルー沖を波源とする津波 6 事例について平均 MRMS 振幅の時間変化を Figure 1.6(a)に示す。地震の規模の違いを反映して津波の振幅も大きく異なるが、平均 MRMS 振幅の津波到達から数

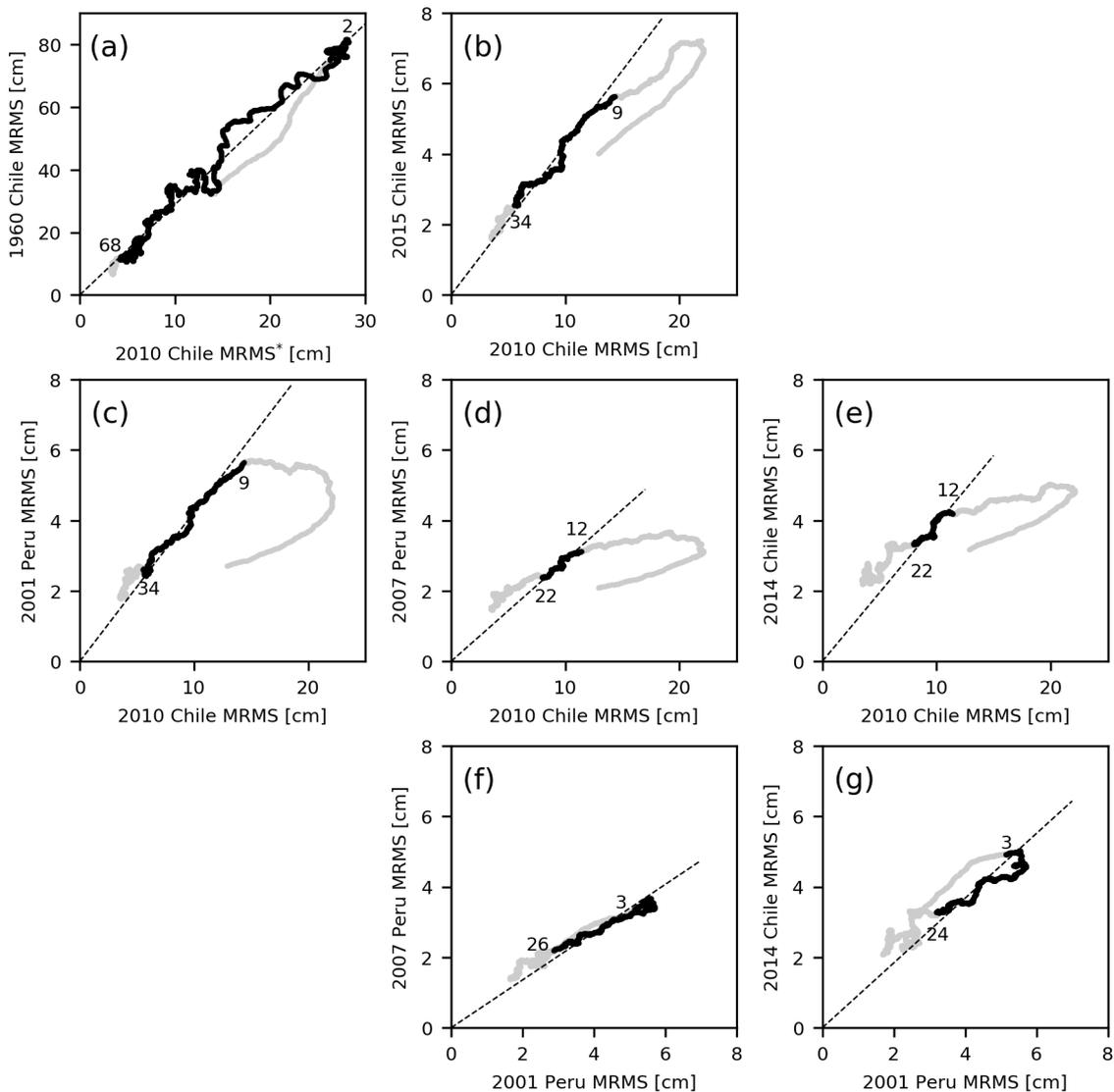


Figure 1.7 Relations between the MRMS amplitudes of pairs of tsunami events with source regions near the coast of South America. Black curves denote time periods during which the decay processes are significantly correlated. The numerals denote the elapsed time (hours) from the initial tsunami arrival time of the start and end of the significant period. Oblique dashed lines denote proportional lines evaluated by using data during the significant period. The asterisk in (a) indicates that the MRMS amplitude are the average of data from six tide stations.

時間の増加、引き続き半日程度のやや速い減衰、その後の緩やかな減衰への移行という全体の様相は共通している。事例相互間の MRMS 振幅の関係を Figure 1.7 に示す。Figure 1.7 上段 ((a)及び(b)) に示すチリ沿岸の津波事例相互間、並びに Figure 1.7 下段 ((f)及び(g)) に示すペルー沿岸の津波事例相互間は灰色線で示された増加過程から概ね比例関係にあるのに対し、Figure 1.7 中段 ((c)、(d)及び(e)) に示す 2010 年チリ中部沿岸の地震とペルー沿岸の地震の津波事例間の関係では、MRMS 最大値になるまでの時間の違いなどを反映して、増加・減衰初期部と減衰後期部とで両者の関係が異なる。Figure 1.7(e)及び(g)の比較からわかるように、2014 年チリ北部沿岸の地震津波はチリ中部沿岸の津波事例とはなくペルー沿岸の地震津波と似た様相を示す。図中に黒線で示した相関の強い期間のデータを用いてそれぞれの比例係数を計算し、その係数を用いて 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例を基準に規格化した MRMS 振幅（以降、規格化 MRMS 振幅と呼ぶ。Normalized MRMS amplitude）を Figure 1.6(b)に示す。なお、1960 年チリ地震の津波事例について 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例との比例係数を計算する際には前述の検討に基づき後者の 6 観測点平均を用いた。チリ中部沿岸とペルー沿岸及びチリ北部沿岸とでは 12 時間より前の初期部の増加・減衰傾向が明らかに異なり、前者は後者と比べて高い。しかし、津波到達の 12 時間後以後は両者ともほぼ同じ減衰様相を示している。

北太平洋を波源とする津波事例について平均 MRMS 振幅の時間変化を Figure 1.8(a)に示す。事例相互間の MRMS 振幅の関係を Figure 1.9 に示す。2006 年千島列島の地震と 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波事例は、最大値となる時間が異なることから初期部に違いが見られるが、津波到達 5~60 時

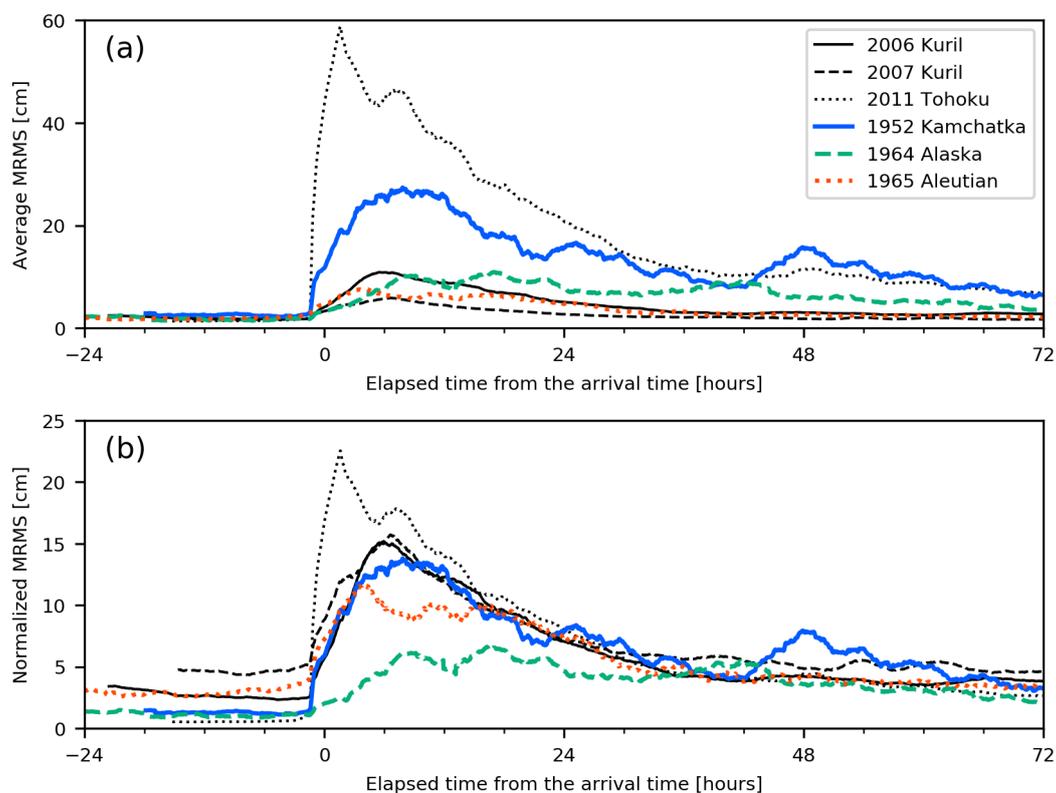


Figure 1.8 Temporal changes of (a) average and (b) normalized MRMS amplitudes of the tsunami events with source regions in the North Pacific.

間後の区間で比例関係にある (Figure 1.9(b))。2006 年千島列島の地震の津波事例と比べると、1952 年カムチャツカ半島沖の事例は早い時点から同じ減衰傾向を示し (Figure 1.9(d))、1965 年アリューシャン列島の事例は、初期部は異なるものの津波到達 16 時間後以降は同じ減衰傾向を示す (Figure 1.9(e)) ことが分かる。Figure 1.9(a)に示す相関関係を介して求めた 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例を基準とした規格化 MRMS 振幅を Figure 1.8(b)に示す。

1964 年アラスカ地震の津波事例は、他の事例と比べて初期部の増加過程が極めて緩やかで明瞭なピークの時間帯が見られないというかなり特異な経過をたどる。Figure 1.10 に、過去の報告資料等に記載された日本の沿岸検潮における津波到達時から津波の高さの最大値の出現時までの時間分布を示す。1960 年チリ地震津波では津波到達後 1.5~7 時間に最大値が出現しており (気象庁, 1961)、1952 年カムチャツカ半島の地震では 2~14 時間 (中央気象台, 1953)、1957 年と 1965 年のアリューシャン列島の地震では 1~18 時間 (Hatori, 1981; Hatori, 1965b) と遅い観測点もあるものの津波到達後 1~2 時間と早い時間から最大値が出現する。一方、1964 年アラスカ地震では 6 時間以上経過した後ようやく最大値が出現し始め、大半が 18 時間以内だが一部に 24~39 時間後となった観測点もあった (Hatori, 1965a)。初期部の増加過程が極めて緩やかで最大値が出現する時間帯が幅広く減衰も緩やかという 1964 年アラスカ地震の津波事例の増加・減衰過程初期部に見られるこのような特異性については、既に Hatori (1965a)が日本の沿岸での観測に基づいて言及しているが、Van Dorn (1984)もまた、北アメリカ西岸や北太平洋島しょ部での観測から得られた結果から他の津波事例とは異なる極めて特異な拡

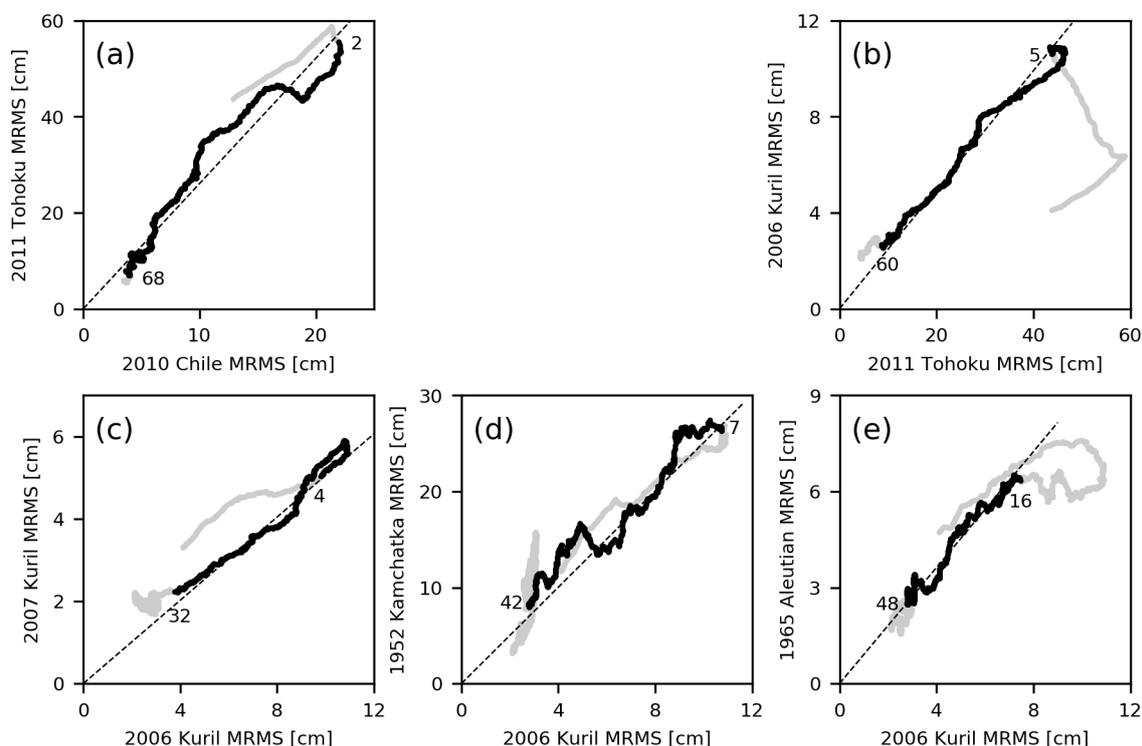


Figure 1.9 Relations between the MRMS amplitudes of pairs of tsunami events with source regions in the North Pacific. Black curves denote time periods during which the decay processes are significantly correlated. The numerals denote the elapsed time (hours) from the initial tsunami arrival time of the start and end of the significant period. Oblique dashed lines denote proportional lines evaluated by using data during the significant period.

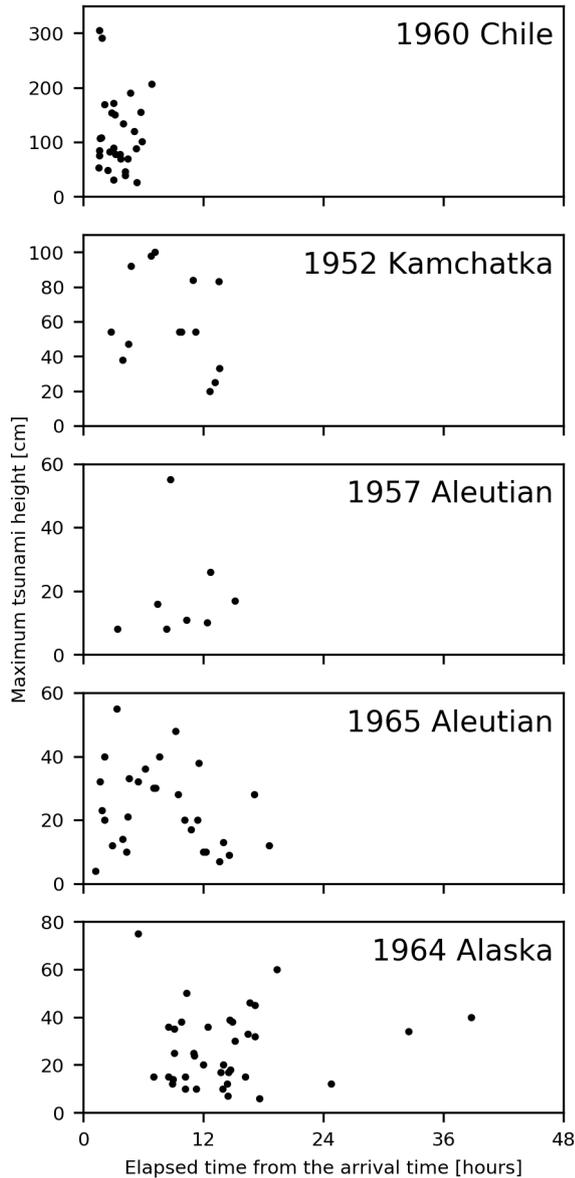


Figure 1.10 Maximum tsunami height and the elapsed time until it was observed from the initial tsunami arrival time at tide gauge stations in Japan, for the 1960 Chile, 1952 Kamchatka, 1957 Aleutian, 1965 Aleutian, and 1964 Alaska tsunami events.

散過程（減衰初期部）を示すと指摘しているので、日本の沿岸でのみ観測される現象ではないと考えられる。

1952 年カムチャツカ半島沖の事例では津波到達 48 時間後付近に MRMS 振幅の再増加が見られる。この増加が一連の津波現象なのかそれ以外の何らかの要因による海況変動なのかどうかについては検討が必要であるが、本報告では言及しない。

南西太平洋を波源とする津波事例について平均 MRMS 振幅の時間変化を Figure 1.11(a)に示す。この海域を波源とする津波事例では、2009 年サモア諸島の地震の事例を除き、地震の規模が $M_w 8.0$ 未満と小さく、そのために津波の振幅も小さくて有意なデータが得られない場合が含まれる。定量的な評価に必要な水準で有意な津波が認められない例として、1997 年サンタクルーズ諸島の地震、及び 1999 年バヌアツの地震の津波事例について、記録に津波が認められる観測点の平均とそれ以外の観測点の平均を Figure 1.12(a)、及び(b)にそれぞれ示す。1997 年サンタクルーズ諸島の津波事例について津波が認められる観測点の平均 MRMS 振幅は、地震発生から約 9 時間後の津波到達により急増し、その後緩やかに減少していく傾向が認められる。一方、津波が認められない観測点の平均 MRMS 振幅は津波到達が推定される時刻以前から次第に大きくなった後、同じように緩やかに減少し、振幅そのものもやや大きい。したがって、津波が認められる観測点の平均 MRMS 振幅の急増が津波を反映したものであることは間違いないものの、その後の緩やかな減少傾向が津波の減衰過程を表しているかどうかについては評価できない。1999 年バヌアツの津波事例については、津波が認められる観測点平均と認められない観測点平均とに見られるゆら

ぎがよく似ており、このゆらぎは背景潮位変動のゆらぎであると考えられる。地震発生から約 9~18 時間後の間、津波が認められる観測点の平均 MRMS 振幅の方が大きくなる傾向が見られ、この変化は津波を反映している可能性があるが、定量評価に用いるのは難しいため以下の解析では使用しない。

事例相互間の MRMS 振幅の関係を Figure 1.13 に示す。Figure 1.13(a)と(b)の比較から、2009 年サモア諸島の地震の津波事例は、2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例よりも 2001 年ペルー沿岸の地震の津波事例との間の方が、より長時間、相関が見られる。一方、2009 年パプアニューギニア北部沿岸の

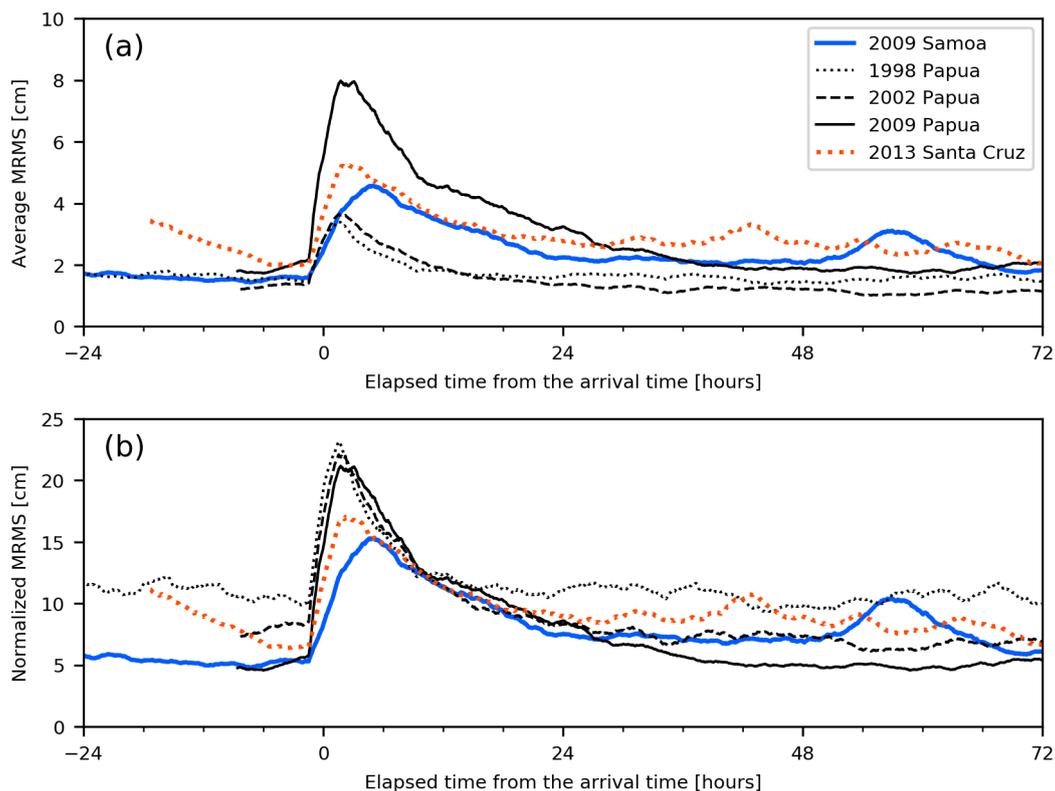
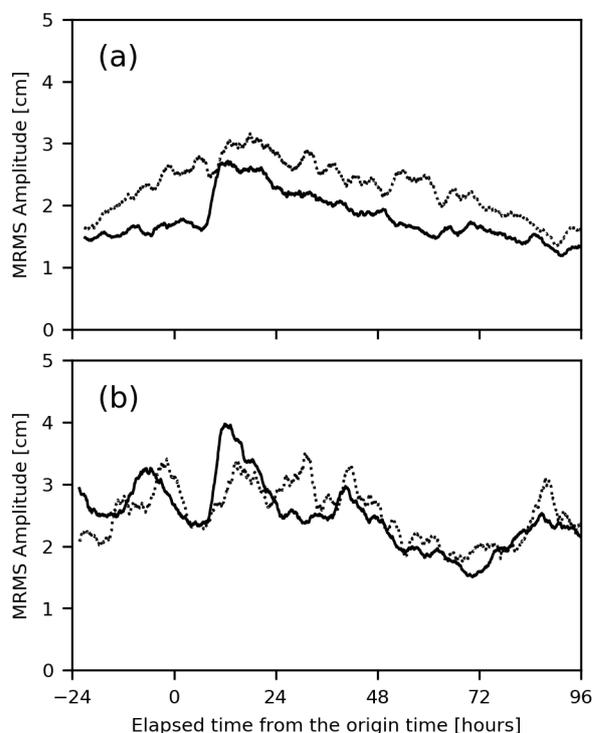


Figure 1.11 Temporal changes of (a) average and (b) normalized MRMS amplitudes of the tsunami events with source regions in the southwest Pacific.

Figure 1.12 Temporal changes of the average MRMS amplitudes of the (a) 1997 Santa Cruz and (b) 1998 Vanuatu tsunami events. Solid lines denote the average MRMS of data that clearly recorded the tsunami, and dotted lines denote the average MRMS of other data.



地震の津波事例は 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例と強い相関が見られる (Figure 1.13(c))。2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例を基準とした規格化 MRMS 振幅を Figure 1.11(b)に示す。

1.4 津波減衰過程の初期部と後期部の特徴

1.4.1 初期部の振幅増加・減衰過程

定量的な減衰評価を行う場合、減衰の始まりはもちろん減衰の終わり、すなわち津波が十分に減衰した時点を決めるのが問題である。ひとつの手法として、地震や津波による影響のない時間帯の潮位変動の標準偏差を計算し、その何倍かを誤差水準としてそれ以上の値をとる区間を有意な

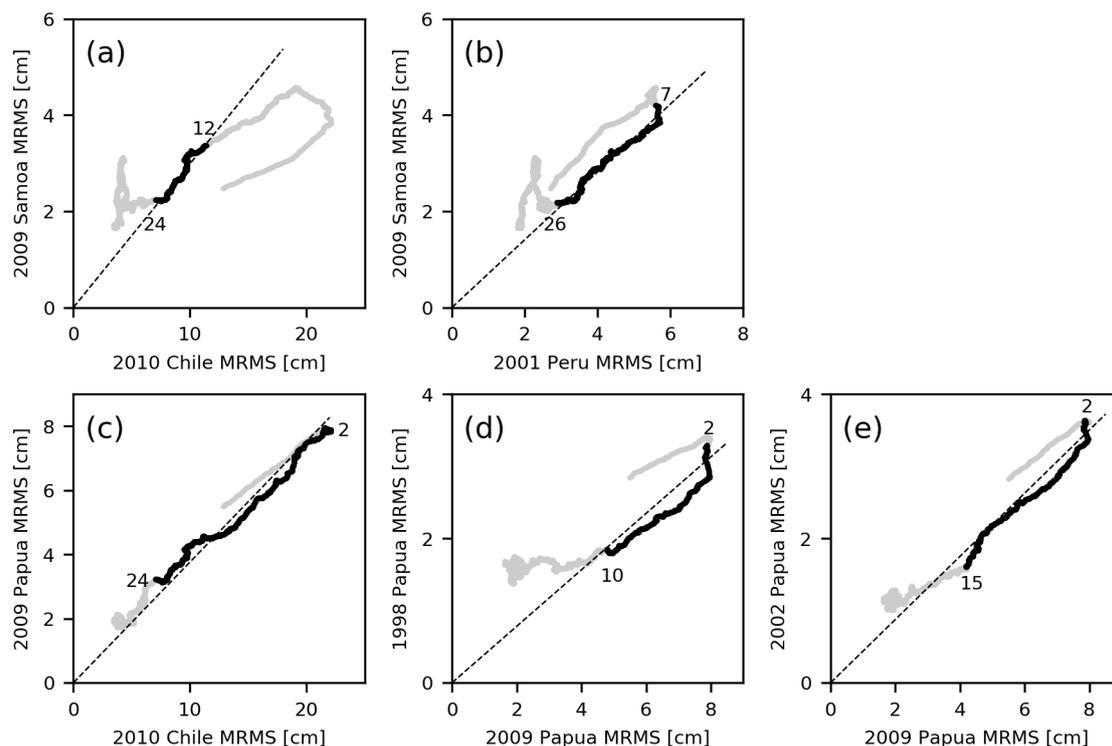


Figure 1.13 Relations between average MRMS amplitudes of pairs of tsunami events with source regions in the South Pacific. Black curves denote time periods during which the decay processes are significantly correlated. The numerals denote the elapsed time (hours) from the initial tsunami arrival time of the start and end of the significant period. Oblique dashed lines denote proportional lines evaluated by using data during the significant period.

津波区間とすることが考えられる。たとえば、林・ほか(2010)は、2006年と2007年の千島列島の地震の津波の減衰過程解析に際し、当該地震発生直前3時間のMRMS振幅の平均値を背景潮位変動としてその $\sqrt{3}$ 倍以上のMRMS振幅が継続的に得られた区間を有意な津波区間として減衰時定数を求めた。しかし、解析期間内の背景潮位変動にゆらぎが見られる場合があり、津波区間の前と後で背景潮位の水準が異なっているように見受けられる事例がある。Rabinovich *et al.* (2013)は、グラフに示された基準線を見る限りでは潮位変動の減少がほぼ横ばいになるところまでを取っていると推測される。

Figure 1.14に大・小それぞれの主な津波事例について規格化MRMS振幅の時間変化を示す。津波到達前の背景潮位変動の水準として、規格化MRMS振幅の津波到達前24時間平均値を点線で示している。最大規模の1960年チリ地震と2011年東北地方太平洋沖地震の津波事例については、片対数グラフ上でデータの最後までほぼ直線的に減少していていることから使用したデータ期間の範囲で背景潮位変動を超えていると推定され、全期間のデータを津波区間として採用できると考えられる。最小規模の1998年パプアニューギニア北部沿岸の地震の津波事例における規格化MRMS振幅は、津波到達前の背景潮位変動が約11cmで、津波到達から約15時間後以降もほぼ同水準で横ばいとなっており、この水準が解析期間全体の背景潮位変動であるとみなし得る。よってこの事例ではこの水準以上の規格化MRMS振幅となる津波到達から15時間後までを津波区間とする。この1998年パプアニューギニア北部沿岸の地震の津波事例の場合は津波区間の前と後とで背景潮位変動の水準に違いはないが、前後で水準が異なるように見える場合がある。2009年サモア諸島の地震の津波事例では津波到

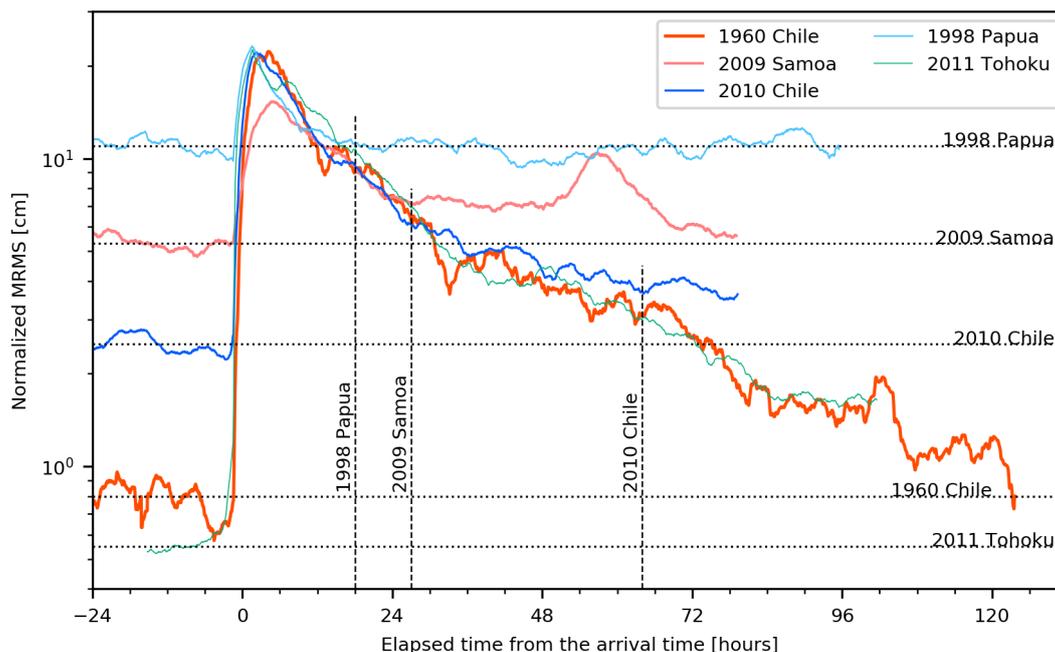


Figure 1.14 Examples of normalized MRMS amplitudes (solid lines) of temporal tsunami records for the 1960 Chile, 1998 Papua, 2009 Samoa, 2010 Chile, and 2011 Tohoku tsunami events and background tidal levels before the tsunami arrival (horizontal dotted lines). Vertical dashed lines denote the estimated time that the significant tsunami records end for the 1998 Papua, 2009 Samoa, and 2010 Chile tsunami events.

達前の規格化平均 MRMS 振幅は約 5.3 cm だが、津波到達から約 24 時間後以降は約 7 cm で横ばいになり、48 時間後以降には一時的に増加する様子が見られる。48 時間後からの一時的な増加は、沖合観測との比較から、津波以外の何らかの影響によるものと推定される（第 2 章 Figure 2.7 を参照）。よって、2009 年サモア諸島の地震の津波事例については、津波到達から約 24 時間後までを有意な津波区間とする。2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例では、津波到達前の背景潮位変動が約 2.5 cm であるのに対し、津波到達後は使用したデータ期間の範囲でその水準まで減少していない。津波到達から約 64 時間後以降の規格化 MRMS 振幅はほぼ横ばいになって 1960 年チリ地震津波の減少傾向から外れていく。よって津波到達から 64 時間までを有意な津波区間とする。これら三つの津波事例における有意な津波区間の終わり時刻を Figure 1.14 にそれぞれ縦の破線で示す。他の津波事例についても同様の観点から確認を行ってそれぞれ津波区間を決定した。極めて特異な変化を示した 1964 年アラスカ地震の津波事例、並びに S/N 比が小さく有意なデータを抽出することが難しい 1997 年サンタクルーズ諸島、及び 1999 年バヌアツの地震の津波事例を除く 19 事例の規格化 MRMS 振幅を Figure 1.15 に示す。

後期部で規格化した場合、初期部の様相は振幅の最大値とその発現時刻に幅があるためにばらける。Figure 1.16(a)は、Figure 1.15 に示されている 19 事例の規格化 MRMS 振幅の標準偏差の時間変化を示す。初期部の様相が事例によって異なることを反映して、津波到達時からしばらくの間は標準偏差が大きい。標準偏差は時間の経過にしたがって次第に小さくなり、津波到達 15 時間後以降は小さい値で安定して推移する。

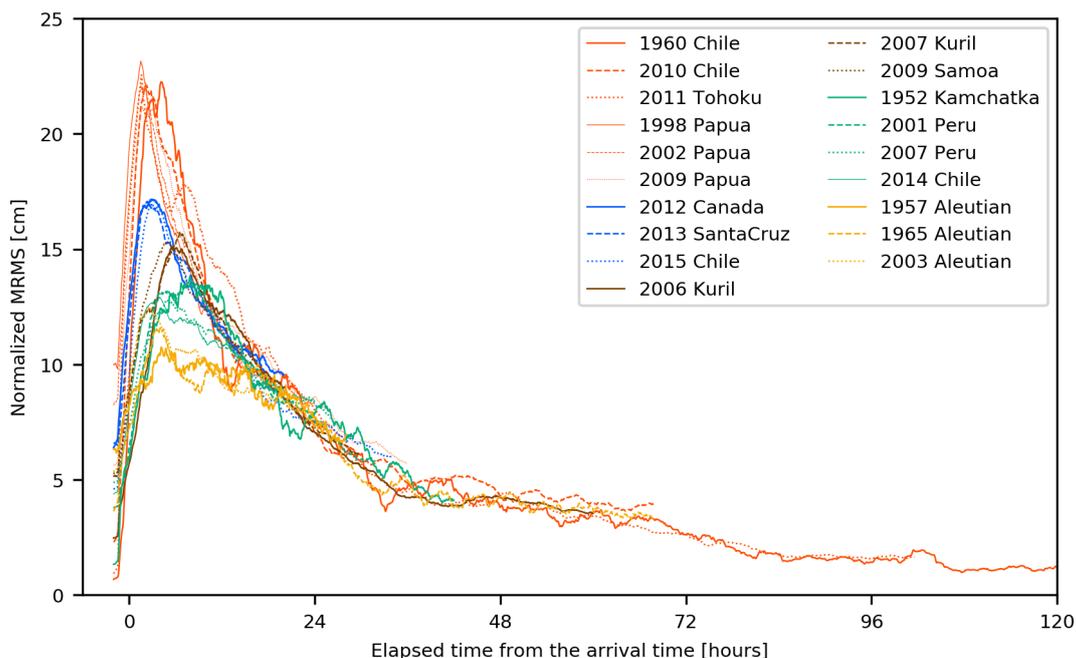
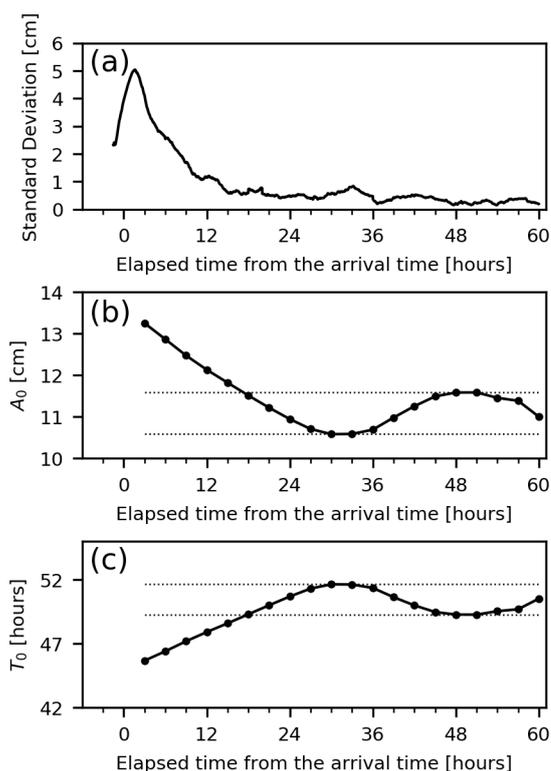


Figure 1.15 Temporal changes of normalized MRMS amplitudes of significant tsunami records for 19 tsunami events.

Figure 1.16 (a) Standard deviation change of normalized MRMS amplitudes. Change of the (b) amplitude index (A_0) and (c) decay time (T_0) in equation (1.1), evaluated by changing the start time of the analysis time window. Horizontal dotted lines indicate local maximum and minimum values.



この津波到達から 15 時間後までの間の規格化 MRMS 振幅の増加・減少傾向によって、変化の様相はいくつかのグループに分けられる。Figure 1.15 に示した 19 津波事例ごとの規格化 MRMS 振幅の初期部を拡大して Figure 1.17 に示す。この図に示した 19 津波事例は、規格化 MRMS 振幅の最大値や最大値となる時間の違いから図中に示した(A)から(E)までの 5 つのグループに大別できる。グループ(A)は、規格化 MRMS 振幅の最大値が津波到達後 2~3 時間程度に発現し最も大きい。グループ(B)は、最大値が約 3 時間後に発現しグループ(A)に次いで大きい。グループ(C)は 5~7 時間後、グループ(D)は 6~8 時間後に最大値の発現し前 2 者と比べて遅い。グループ(E)は、最大値が最も小さく明瞭なピークが見られない平坦な変化様相を示す。これらのグループに含まれる津波事例の波源はそれぞれ、(A)チリ中部沿岸、及びニューギニア島北部沿岸、(B)チリ中部沿岸 (2015)、サンタクルーズ諸島、及びクイーンシャーロット諸島、(C)千島列島、及びサモア諸島、(D)チリ北部沿岸、ペ

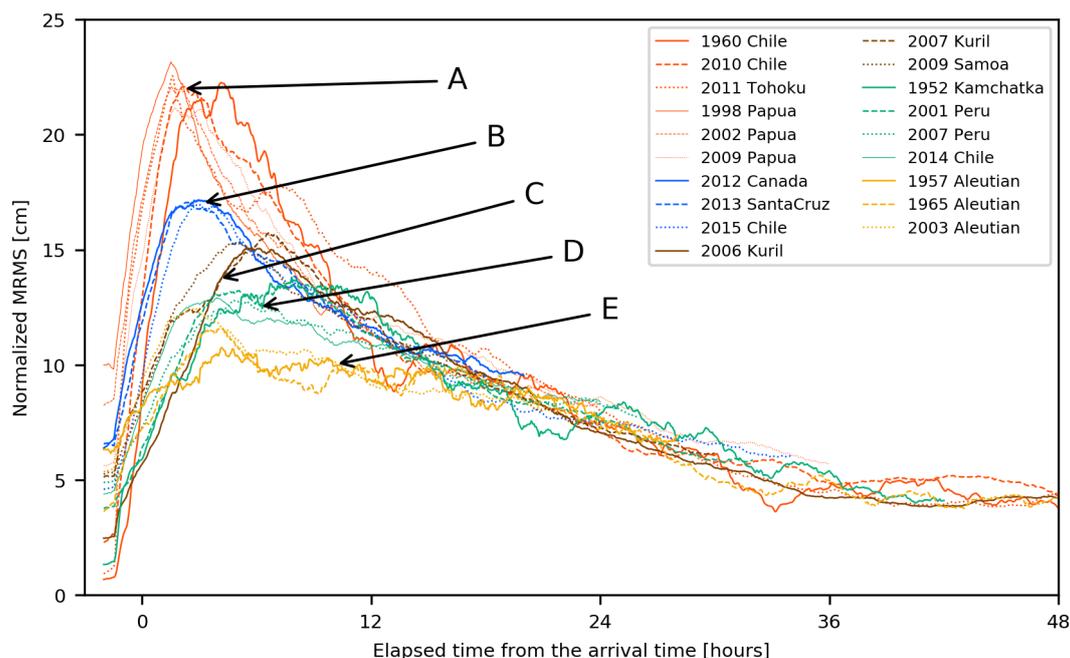


Figure 1.17 Division of 19 tsunami events into groups A–E based on the characteristics of the early part of the tsunami decay process.

ルー沿岸、及びカムチャツカ半島、(E)アリューシャン列島である。それらの地理的分布を Figure 1.18 に示す。同じ波源海域で発生した津波事例は、概ね同じグループに属している。

1.4.2 後期部の減衰時定数

後期部の減衰過程はこれまでの研究において次の式のような指数関数で近似されてきており、本報告においても同じく指数関数で近似し、その係数を求める。

$$A_{MRMS} = A_0 e^{-\frac{t}{T_0}} \quad (1.1)$$

ここで、 t は津波到達時からの経過時間、 T_0 は減衰時定数である。

後期部の減衰を指数関数近似する区間として、終了時刻を津波到達時から 72 時間後に固定し開始時刻を 3 時間後から 3 時間間隔で変化させた区間のそれぞれについて指数関数近似した結果の初期振幅 A_0 及び減衰時定数 T_0 を Figure 1.16(b) 及び(c) に示す。近似区間の開始時刻を 3~15 時間後として求めた減衰時定数は後半に比べて短い。しかし、開始時刻を 18 時間後以降とした場合は、MRMS 振幅の減衰のゆらぎを反映して結果も多少ゆらぐが、安定するようになる。そこで、平均的な値となるうちで最長のデータ区間長となる開始時刻を 21 時間後として指数関数近似したときの減衰時定数、3,000 分 (50.0 時間) を後期部の減衰時定数として採用することにする。

ここで得られた減衰後期部の減衰時定数について、先行研究の結果と比較する。なお、先行研究では Variance、MS envelope などと表現されている振幅の 2 乗で評価している一方、本報告では振幅で評価している。そのため、求められた減衰時定数は 2 倍違うことになることから本報告においては、

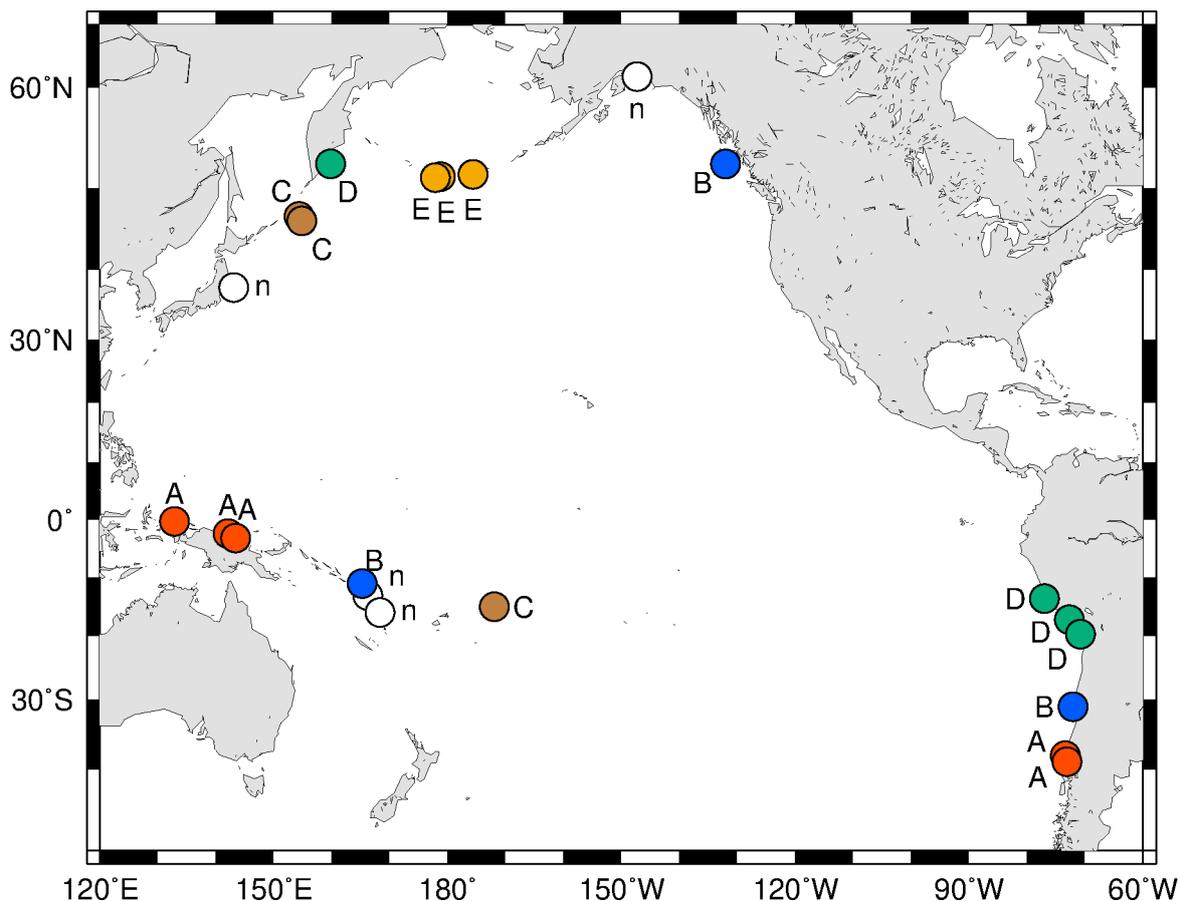


Figure 1.18 Epicenter locations of 18 earthquakes that generated tsunamis belonging to groups A–E classified according to the early phase tsunami decay pattern. Epicenters of events excluded from the analysis are labeled with the letter “n”.

振幅の 2 乗で評価した先行研究から引用する数値をすべて 2 倍して記載する。

太平洋における津波の減衰時定数について、Munk(1963)は1960年チリ地震津波について25.6時間、Van Dorn (1984)は1946年アリューシャン列島、1952年カムチャツカ半島、1957年アリューシャン列島、1960年チリ、1964年アラスカの各地震津波についての北東太平洋沿岸における観測から44時間という値を得た。Rabinovich *et al.* (2013)は、太平洋全域の DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) (González *et al.*, 2005) による観測データを用いて2009年サモア諸島について34.6時間、2010年チリ中部沿岸について49.4時間、2011年東北地方太平洋沖地震津波について49.2時間という値を得た。Saito *et al.* (2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震津波について同じく太平洋全域の DART 観測の地震発生後60~96時間の区間のデータから34~104時間(中央値44時間)という値を得た。Nyland and Huang (2014)は2011年東北地方太平洋沖地震津波について北アメリカ西海岸の沿岸観測の最大波発現後6~25時間のデータから31.8時間という値を得た。林・ほか(2011)は、2001年ペルー沿岸の地震の津波事例に対して22.9時間、2006年千島列島の事例に対して20.1時間、2007年千島列島の事例に対して19.1時間などの値を得た。

Figure 1.19 は、Rabinovich *et al.* (2013)と Saito *et al.* (2013)によって、2011年東北地方太平洋沖地震津波について同じ DART 観測点のデータからそれぞれ求められた減衰時定数同士の比較を示している。Rabinovich *et al.* (2013)による減衰時定数の平均値は49.2時間、Saito *et al.* (2013)による減衰時定数の

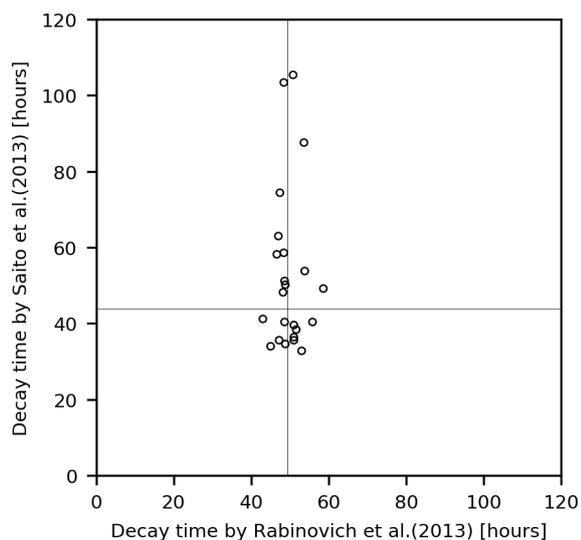


Figure 1.19 Comparison of decay times of the 23 stations as evaluated by Rabinovich *et al.* (2013) with those as evaluated by Saito *et al.* (2013).

中央値は 44 時間とほぼ同じになるが、観測点ごとに見ると、前者が 41.8～58.6 時間に収まるのに対し、後者は 32.8～105.4 時間とばらつきが大きい。減衰時定数を求めるに際し、Rabinovich *et al.* (2013)は減衰の始まりから背景潮位変動の水準に減衰するまでの長い区間のデータを指数関数で近似したが、Saito *et al.* (2013)は南アメリカ西岸からの反射波による振幅の一時的増大の影響を避けるために、近似区間を地震発生後 60～96 時間後の 36 時間に限定している。このことから、大陸間反射波に限らず様々な要因によるゆらぎがある時系列データについて、前者が長時間のデータを近似することでゆらぎによる影響を軽減しているのに対し、後者はゆらぎの影響を強く受けているために個々の観測点ごとに求められた減衰時定数が大きくばらつくものと考えられる。

Nyland and Huang (2014)による 31.8 時間という他と

比べて短い減衰時定数は、減衰初期部を含む早い段階のデータから求められたためと考えられ、それは林・ほか(2011)による 20 時間前後という結果も同様に考えられる。

本報告において日本の沿岸における減衰時定数は 50.0 時間と求められた。Rabinovich *et al.* (2013)によって 2010 年チリ中部沿岸と 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波について DART 観測に基づいて求められた 49.2 時間という結果に近い。基づいたデータが沿岸観測と沖合観測という違いはあるものの、対象とした津波事例が共通していること、できるだけ長いデータ区間を近似解析に用いたこと、そして多数の沿岸観測の平均変化を用いたことからほぼ同じ結果が得られたものと思われる。

次に、初期部と後期部の遷移について検討する。本報告においては、Figure 1.16 に示すように、1964 年アラスカ地震の津波事例を除き、津波到達時から約 15 時間後以降は波源海域による違いが小さくなり、18 時間後以降は若干のゆらぎはあるものの減衰時定数がほぼ一定になるという結果が得られた。初期部と後期部の境はどの時点なのか、そもそも明瞭な境があるのかどうかについては先行研究によってまちまちである。前述のとおり、先行研究において拡散 (diffusion) 過程と呼ばれている区間について、Van Dorn(1984, 1987)は、後期部の指数関数的減衰からの外れ方を見て、太平洋では地震発生時から約 40 時間、日本海やエーゲ海など相対的に狭い海域では約 10 時間と定め、それより後のデータだけを用いて後期部の減衰時定数を求めた。彼は拡散過程の長さが海洋の広さに依存するとしており、津波が海域全域に行き渡るまでの時間という解釈を裏付ける。一方、Rabinovich *et al.* (2011)は、同じ海域においても拡散過程の長さを必ずしも一つの値に決められないとし、最大値以降のデータを用いて減衰時定数を求めた。しかし、Rabinovich *et al.* (2011)は後期部から前の時間方向に減衰傾向を伸ばしたときに延長線上から明瞭に外れる時点は必ずしも地震発生時から 40 時間経過を待つものではなく、拡散過程の長さを正確に定義することは難しいと言っているに過ぎない。また Van Dorn (1984)も、まずは後半を指数関数近似したときに最も遅い事例では地震発生時から 40 時間経過後までの間でその近似から外れることを見て推論していて、観測地点によってはそれよりも早く拡散過程が

終了すると述べており、両者に本質的な違いはない。本報告において日本沿岸の津波観測データから得られた津波到達後 15~18 時間という値は、津波走時が最大となるチリ沿岸を波源とする事例では地震発生時から 40 時間前後という値になる。この値を上限として減衰初期部から後期部へ遷移すると考えれば、先行研究の結果と調和的である。

1.5 規格化係数と地震の規模との関係

各津波事例の平均 MRMS 振幅の減衰後期部における大きさを同じにするように決めた規格化係数と地震の規模との関係を見るため、横軸にモーメントマグニチュード (M_w) から算出した地震エネルギーの平方根を 2010 年チリ中部沿岸の地震の値で規格化した値、縦軸に 1.4.1 節で求めた津波到達時を起点とした場合の規格化係数をとったグラフを Figure 1.20(a)に示す。全体の傾向に対して、白抜き円で示した東北地方沖からカムチャツカ半島沖にかけての北西太平洋を波源とする津波事例が上方に、白抜き四角で示したアリューシャン列島沖からアラスカ沖にかけての北東太平洋を波源とする津波事例が下方に分布する。減衰後期部が大洋全体に拡散した後のエネルギー減衰を反映したものであるならば、波源がどこであれ、その起点は地震発生時刻である方が適切である。そこで、起点を地震発生時刻に変更したときの係数 A'_0 の規格化係数に変えたグラフを Figure 1.20(b)に示す。係数 A_0 と A'_0 との関係は次の式で表される。

$$A'_0 = A_0 e^{\frac{T_T}{T_0}} \quad (1.2)$$

ここで T_T は津波走時である。Figure 1.20(a)と同様に、2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例を基準と

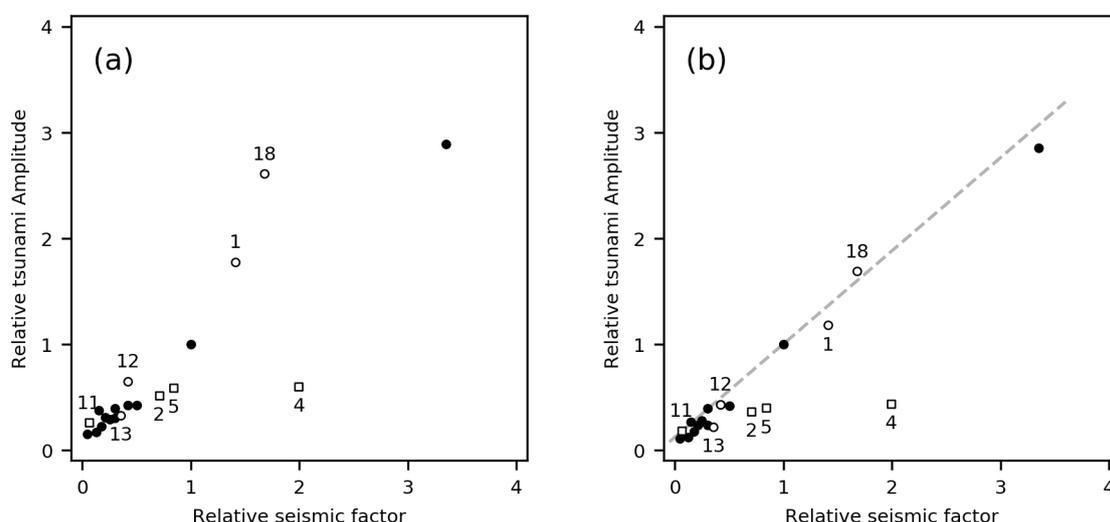


Figure 1.20 Relations between the relative seismic factor, defined by the root of seismic energy relative to those of the 2010 Chile earthquake, and the relative tsunami amplitude. The relative tsunami amplitude is evaluated (a) by setting the initial tsunami arrival time to the initial time or (b) by setting the earthquake origin time to the initial time. Open circles and open squares denote tsunami events in the northwest and northeast Pacific, respectively. Numerals correspond to the earthquake numbers in Table 1.1. Gray oblique dashed line denotes proportional line evaluated from all data except in the northeast Pacific.

した相対比で示したため、北東太平洋を波源とする津波事例の関係はさらに下方に外れるが、北西太平洋を波源とする津波事例はその他の事例の関係と同じほぼ一直線上に乗るようになる。

Van Dorn(1984)は、1946 年アラスカ、1952 年カムチャツカ半島、1957 年アリューシャン列島、1960 年チリ、及び 1964 年アラスカの 5 つの津波事例について北アメリカ西岸などの津波観測データに基づいて地震の規模と津波減衰部の規模との間の関係を調べ、1957 年アリューシャン列島と 1964 年アラスカの実例が他の 3 つの事例に比して下方に外れることを示している (Van Dorn, 1984, Fig.4)。津波減衰後期部は太平洋全域に拡散した津波が消散していく過程を示しており、本報告で示した日本沿岸での観測と同様に北アメリカ西岸などでの観測から得られた結果でも下方に外れることから、これらの津波事例については地震の規模に比べて津波の規模が元々小さかった可能性が考えられる。

津波減衰後期部を用いて求めた規格化係数は、北東太平洋を除く太平洋全域に対して、地震の規模と相関をもつとみなし得る。これらの間の関係を Figure 1.20(b)に灰色破線で示す。このように、津波減衰後期部の規格化係数が地震の規模に関係することから、以降では規格化係数を規模係数と呼ぶことにする。

1.6 結論

日本の沿岸検潮による津波の観測データを用いて、1952 年から 2015 年までの遠地津波 21 事例と 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波の減衰過程を調査した。多くの先行研究によって北アメリカ西岸や沖合での観測データから示されていたのと同様に、日本の沿岸検潮データにおいても減衰過程はやや速い減衰を示す初期部とより緩やかに減衰する後期部からなることが認められた。後期部の減衰は指数関数的減衰を示し、すべての津波事例をまとめて解析して求めた減衰時定数は 50 時間で、減衰解析に使用したデータ区間を考慮すれば先行研究による結果と調和的である。初期部から後期部への遷移は、初期部のグループの違いに依存する減衰傾向の違いで見ると津波到達時から 15 時間、後期部の指数関数的減衰からのずれで見ると 18 時間程度となった。ただし、1964 年アラスカ地震津波は、地震の規模の割に初期部の振幅が小さく、減衰後期部の全体的な傾向に達するまでに数十時間を要するという特異な経過をたどる。減衰後期部の津波振幅は、アリューシャン諸島からアラスカにかけての海域を波源とする津波を除いて、津波の規模に概ね比例する。この傾向は、例外事例の存在も含め、Van Dorn (1984)による結果と整合する。