TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.86

Empirical Forecast Method for the Decay Process of Far-Field Tsunamis

BY

YAMAMOTO Takeyasu

(Department of Seismology and Tsunami Research, Meteorological Research Institute)

気象研究所技術報告 第 86 号

遠地津波の観測データに基づく経験的な減衰予測手法

山本 剛靖

(気象研究所地震津波研究部)



気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN March 2022

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Established in 1946

Director-General: Ko Koizumi Senior Director for Research Affairs: Masao Ishii Senior Director for Research Coordination: Hisaki Eito

Department of Atmosphere, Ocean, and Earth System	Director: Goro Yamanaka
Modeling Research	
Department of Physical Meteorology Research	Director: Yuji Yamada
Department of Observation and Data Assimilation Research	Director: Hiromu Seko
Department of Typhoon and Severe Weather Research	Director: Naoko Seino
Department of Climate and Geochemistry Research	Director: Kazuto Suda
Department of Seismology and Tsunami Research	Director: Mitsuyuki Hoshiba
Department of Volcanology Research	Director: Yasuhiro Yoshida
Department of Applied Meteorology Research	Director: Teruyuki Kato

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Editor-in-chief: Yasuhiro Yoshida

Editors: Usui Norihisa Akihito Umehara Eiichi Sato

Managing Editors: Yasuyuki Kawazoe

Yoshinori Mizuno Izuru Takayabu Hidetaka Sasaki Yutaka Furuichi Haruma Ishida Hiroaki Tsushima

The Technical Reports of the Meteorological Research Institute has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute (MRI) since 1978 as a medium for the publication of technical report including methods, data and results of research, or comprehensive report compiled from published papers. The works described in the Technical Reports of the MRI have been performed as part of the research programs of MRI.

©2022 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of reports in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from reports in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of reports in this journal require written permission from the MRI.

In exception of this requirement, personal uses for research, study or educational purposes do not require permission from the MRI, provided that the source is acknowledged.

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.86

Empirical Forecast Method for the Decay Process of Far-Field Tsunamis

BY

YAMAMOTO Takeyasu

(Department of Seismology and Tsunami Research, Meteorological Research Institute)

気象研究所技術報告 第 86 号

遠地津波の観測データに基づく経験的な減衰予測手法

山本 剛靖

(気象研究所地震津波研究部)

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN March 2022 津波研究に関する課題として、津波の第1波や最大波の高さと到達時刻の正確な事前予測や即時予 測が、津波への備えと迅速な避難を促し津波被害の軽減のために最重要であることは論をまたない。 それに加えて津波現象がいつまで続くのか予測することもまた、避難継続の必要性を裏付けるととも に適切な防災対応の判断にとって重要であり、津波の規模が大きいものであるほどその重要性はより 一層高まる。

地震津波研究部ではこのような認識に基づき、これまでも津波の減衰過程の予測の研究に取り組ん できた。本報告はこのうち、平成26年度から平成30年度にかけて実施した重点研究「津波の予測手 法の高度化に関する研究」、及び令和元年度から実施している経常研究「地震と津波の監視・予測の研 究」の副課題「津波予測に関する研究」の一テーマとして行った、過去の津波観測事例に基づく遠地 津波の減衰予測に関する研究成果をとりまとめたものである。

気象庁は、交通政策審議会気象分科会による提言「2030 年の科学技術を見据えた気象業務のあり 方」(平成 30 年 8 月 20 日)において、津波の実況や予想に基づき津波の第1波・最大波から減衰ま での津波の時間的推移や警報・注意報の解除の見通しを提供することが求められている。本報告にま とめられた研究成果がここで求められている次世代の津波業務に寄与することを期待する。

地震津波研究部では今後も引き続き、津波伝播数値計算に基づく津波全過程の時間的推移の精度向 上を図る研究を進め、過去に津波の観測事例が得られていない波源海域や規模の津波についても減衰 予測できるようにするなど、より高度な減衰予測手法について研究開発を進めていくことにしている。

> 気象研究所 地震津波研究部長 干場 充之

Abstract

This report comprehensively describes the characteristics of decay processes of far-field tsunamis observed along the Pacific coast of Japan and proposes an empirical method for forecasting them.

In Chapter 1, the decay processes of 21 far-field tsunamis as well as that of the 2011 Tohoku tsunami are described by using tsunami data observed at 33 tide gauge stations on the Pacific coast of Japan. By converting temporal changes of tsunami amplitudes into moving root mean square (MRMS) amplitudes, the decay process is revealed to consist of an early part, in which the amplitude first increases and then rapidly diminishes, and a later part, during which the amplitude shows slow exponential decay. The exponential decay time evaluated by analyzing all tsunami events together is 50 hours, consistent with past study results. The transition from the early to the later part of the decay process occurs at about 15 hours after the tsunami arrival time, based on when differences are no longer evident among groups of events in the decay pattern of the early part of the decay process, or at about 18 hours, based on when deviation from the exponential decay pattern of the later part is observed. Tsunami events are classified into five groups by their behavior during the early part. Tsunami amplitude during the later part of the decay process quantitatively correlates with seismic magnitude.

In Chapter 2, it is examined whether the dependence of the decay time on the tsunami wave period, which has been pointed out by past studies, influences the present analysis of the decay process. For three tsunami events with different seismic magnitude, 2009 Samoa (Mw 8.1), 2010 Chile (Mw 8.8), and 2011 Tohoku (Mw 9.1), the decay process in different period bands is investigated by using coastal tide gauge data from Japan as well as offshore tsunami observation data from stations in the northwest Pacific. Tsunamis caused by larger earthquakes contain longer period components than ones caused by smaller earthquakes, and even in the coastal tide data from Japan, the shorter period component of tsunamis decay faster. These finding are similar to those obtained by Rabinovich et al. (2013) for offshore data. However, the tsunami amplification factors of coastal observations relative to offshore observations are 2-3 times higher in the 6–60 minute period bands than in longer (60–180 minutes) or shorter (2–6 minutes) period bands. Therefore, unlike in offshore observations, in coastal observations the decay process in intermediate period bands tends to be the predominant decay process in the entire period band; as a result, the dependence of the decay time on seismic magnitude is considered to be weaker in coastal observations than in offshore observations. For most tsunami events, the decay time of the early part is shorter than that of the later part, and the period dependence of the decay time is considered to be absorbed into the transition from the early to the later part of decay process, thereby becoming inconspicuous.

In Chapter 3, a method for forecasting the tsunami decay process is proposed based on the decay process characteristics described in Chapter 1. The increase and relatively rapid decay during the early part of the process and the exponential decay during the later part is expressed by the equation (3.1), which includes three exponential functions. Parameters of the three exponential functions are estimated by the

least squares method for each of the five groups classified by the behavior during the early part. Because the groups are related to the sea region where the tsunami source is located, equation (3.1) can be used to forecast the temporal change of the basic MRMS amplitude as soon as the hypocenter of the relevant earthquake is known. Various factors modify the basic MRMS amplitude. The seismic magnitude and the travel time contribute to the amplification and reduction, respectively, of the tsunami amplitude. The site factor is the ratio of the MRMS amplitude at an observation site to the average MRMS amplitude. Site factors can be divided into two groups depending on the tsunami source location: one for sources off the west coast of South America and the other for sources in the North and southwest Pacific. The crest factor is the ratio of tsunami height to MRMS amplitude, and its statistical characteristics are generally similar among major past tsunami events. Thus, to forecast a tsunami envelope curve for each observation site, the basic MRMS amplitude is multiplied by travel time, magnitude, site, and crest factors. If a large value is used for the crest factor, the observed tsunami height is unlikely to exceed its forecasted height, but the time at which the tsunami is forecasted to fall below the specified criterion height may be overestimated. To improve the accuracy of this forecasted time, the crest factor should be set to a smaller value. If the crest factor is set to 2.6, the probability that the observed tsunami height exceeds the forecasted height is less than 1% and forecasted time errors are within ±12 hours.

序

Abstract

はじめに	1
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	2
1.2 データと解析方法	3
1.3 MRMS 振幅の平均化と規格化	
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	
1.4.2 後期部の減衰時定数	
1.5 規格化係数と地震の規模との関係	
1.6 結論	
第2章 津波減衰過程の周期依存性の検討	
2.1 はじめに	
2.2 データと解析方法	
2.3 結果	
2.4 結論	
第3章 減衰予測	
3.1 はじめに	
3.2 減衰過程の予測手法	
3.2.1 津波増加・減衰過程の関数近似	
3.2.2 平均 MRMS 振幅に対する観測点ごとの MRMS 振幅の比	
3.2.3 津波の高さと MRMS 振幅の比	
3.2.4 増加・減衰過程の予測式	
3.3 予測精度の評価	
3.4 結論	
まとめ	

はじめに

津波の予測については、被害軽減の観点から事前に、大きな被害を発生させるおそれのある最大波 の高さと第1波や最大波の到達時刻をできるだけ正確に予測する、さらに即時予測の場面ではそれら をできるだけ早期に予測することが求められ、これらの予測に研究や技術開発が注力されてきた。一 方で、津波がどのくらいの時間にわたって継続し注意や警戒を要する必要があるのかをあらかじめ知 ることへの需要が、特に大津波の場合に高まっている。津波の継続時間を見通すためには、津波が時 間の経過とともにどのように減衰していくのか、あるいは、いったん減衰しつつある中で再び高い津 波が襲来するおそれがあるのかどうかを明らかにする必要がある。

津波の事前予測・即時予測の分野では津波伝播数値計算が活用されてきており、津波の第1波や最 大波など外洋を伝播してきた津波到達から最初の数~十数時間程度の範囲においては津波の高さや 到達時刻、浸水域の広がりなど、適切な初期波源が与えられればかなり正確な予測が可能になってお り、その有用性は明らかである。しかし、津波が沿岸部に到達した後は複雑な沿岸地形の影響により 津波の伝播は複雑なものとなって、次第に計算津波波形は実際の波形を説明できなくなることが一般 的であり、どのくらい長時間にわたって津波予測の精度が保証されるかは必ずしも明らかではない。 そのような長時間の津波伝播数値計算の精度の評価のためにも、まず、過去の津波観測事例を整理し、 その長時間の津波振幅の変化の様子について調べる必要がある。

本報告は、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し、その特徴に基づいた津波 減衰の経験的予測手法についてとりまとめたものである。第1章では、日本の太平洋側に設置された 検潮所で観測された津波データを用いて、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、指数関数的に減衰するとみなした場合の減衰時定数を得る。第2章では、従来から指 摘されている減衰時定数の津波周期に対する依存性が本報告における減衰解析に及ぼす影響につい て検討する。第3章では、得られた減衰過程の特徴に基づいた減衰予測手法について説明し、その予 測性能を評価した結果について述べる。

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(Mw)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	Mw
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	Mw
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。Mw8.0 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 Mw8.0 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で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	Hanasak i		1	1	1	1	1	1	1	1			1	~	1		1	1	1		1	1	1
KR	Kushiro						1		1	1			1	1	1		1	1	1		1	1	1
HK	Hakodate	1	1	1	1	1				1			1		1			1	1			1	1
SH	Shimokita								1	1		1	1	1	1		1	1	1		1	1	1
HC	Hachinohe						1	1	1	1		1	1	~	1		1	1					
MY	Miyako	1		1	1		1		1	1		1	1	~	~		1	1			~	1	1
0F	Ofunato							1	1	1		1	1	1	1		1	1		1	1		1
AY	Ayukawa	1			1	1	<u>~</u>	<u>~</u>	<u> ⁄</u>	1	<u>~</u>	1	1	~	~		<u>~</u>	1		1	<u>~</u>	1	1
ON	Onahama	1		1	1	1	1		1	1		1	1	~	1		1	1		1	1	1	1
CS	Choshi						1			1			1	~	1	1	1	1	1		1	1	1
MR	Mera							<u>~</u>	<u>~</u>	1	<u>~</u>	1	1	~	~	<u>~</u>	<u>~</u>	1	1	1	<u>~</u>	1	1
MJ	Miyakejima							1				1	1	~	1	1	1	1	1	1	1		1
CC	Chichijima						<u>~</u>	<u>~</u>		1	<u>~</u>	1	1	~	~	<u> ⁄</u>	<u>~</u>	1	1	1	<u>~</u>	1	
G9	lrozaki							<u> ⁄</u>	<u>~</u>	1	<u>~</u>	1	1	~		<u>~</u>	<u>~</u>	1	1	1	<u>~</u>		1
UC	Uchiura						<u> ⁄</u>	<u> ⁄</u>	<u>~</u>	1	<u>~</u>		1		1	<u>~</u>	<u>~</u>	1	1		<u>~</u>		1
OM	Omaezaki							<u> ⁄</u>	<u> ⁄</u>	1	<u> ⁄</u>	1	1		1	<u> ⁄</u>	<u> </u>	1	1	1	<u> </u>	1	1
14	Akabane														1	1	1	1	1		1	1	1
TB	Toba						<u>~</u>		<u>~</u>	1	<u>~</u>	1	1	1	1	<u>~</u>	<u>~</u>	1	1	1	<u>~</u>	1	1
OW	Owase						<u> ⁄</u>	<u> ⁄</u>	<u> ⁄</u>	1	<u> ⁄</u>	1	1	~	1	<u> ⁄</u>	<u> </u>	1	1	1	<u> </u>	1	1
KN	Kumano												1	~	1	1	1	1	1	1	1	1	1
UR	Uragami						<u>~</u>	<u>~</u>	<u>~</u>	1	<u>~</u>	1	1	1	1	<u>~</u>	<u>~</u>	1	1		<u>~</u>	1	1
KS	Kushimoto						<u>~</u>	<u>~</u>	<u> ⁄</u>	1	<u>~</u>	1	1		~	<u> ⁄</u>	<u>~</u>	1	1		<u>~</u>	1	1
SR	Shirahama						<u>~</u>	<u>~</u>	<u>~</u>	1	<u>~</u>	1	1		1	<u>~</u>	<u>~</u>	1	1			1	1
GB	Gobo												1	~	~	1	~	1	1	1	~	1	1
AW	Awayuk i												1	~	1	1	1	1	1	1	1	1	1
MU	Muroto						<u>~</u>	<u>~</u>	<u>~</u>	1	<u>~</u>	1	1	1	1	<u>~</u>	<u>~</u>	1	1	1	<u>~</u>	1	1
KC	Kochi		1	1	1	1			1	1			1	1	1	1	1	1	1		1	1	1
TS	Tosashimizu						<u> ⁄</u>	<u> ⁄</u>	<u>~</u>	1	<u>~</u>		1	~	1	<u>~</u>	<u>~</u>	1	1	1	<u>~</u>	1	1
AB	Aburatsu							1		1	1		1		1	1	1	1	1	1	1	1	1
TJ	Tanegashima							1		1	1	1	1		1	1	1	1	1	1		1	1
09	Amami									1		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
NH	Naha						1			1	1		1	1	1	1		1	1			1	1
IS	lshigaki						<u>~</u>	<u>~</u>		1	<u>~</u>		1	~	1	<u> ⁄</u>	<u>~</u>	1	1		<u>✓</u>		1



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).



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 Mw8.0 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、引き続く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 で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にようやく 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 Mw8.0 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.

5

(a)

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 した時点をどのように定めるかが問題である。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√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っ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 11 cm 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。

$$A_{MRMS} = A_0 e^{-\frac{t}{T_0}} \tag{1.1}$$

ここで、t は津波到達時からの経過時間、T₀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A₀及び減衰時定数T₀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みるため、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A₀の規格化係数に変えたグラフを Figure 1.20(b)に示す。係数A₀とA₀ との関係は次の式で表される。

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

ここでTr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 ラスカの事例が他の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。

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(Mw8.1)が他2者(それぞれ Mw8.8、Mw9.0)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 前述のとおり論文中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、個々の観測点ごとにではなく、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)



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.

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 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 2.9 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



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.

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う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わずか



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。

第3章 減衰予測

3.1 はじめに

津波減衰過程を経験的ではあるが定量的に予測しようとする試みは、これまでにいくつか提案され ている。それらはいずれも第1章でみた減衰過程の特徴、すなわち、後期部の指数関数型減衰を踏ま えたものになっている。

Mofjeld et al. (2000)は、指数関数型減衰を前提に、減衰の起点として津波到達の2時間後から4時 間後までの間の津波振幅の標準偏差を求め、その3倍の振幅からその後48時間の減衰時定数で指数 関数型減衰するものとして減衰予測を行う手法を示した。彼らは、北アメリカ西岸の Crescent City、 及びハワイ諸島の Honolulu、Hilo で観測された1946年アリューシャン諸島東部、1952年カムチャツ カ半島、1957年アリューシャン列島中部、1960年チリ、及び1964年アラスカ地震による津波、並び に北アメリカ西岸、アリューシャン列島、ハワイ諸島で観測された1994年北海道東方沖地震による 津波について予測性能を検証した。

林・ほか(2011)は、2001 年ペルー沿岸や2006 年千島列島の地震等による津波の日本沿岸における観 測の解析結果から、MRMS 振幅が最大値を記録した後10%以上減少した時点から、遠地津波について は指数関数型、近地津波についてはべき関数型で減衰するものとして減衰予測を行う手法を示し、指 数関数型の減衰時定数については約20時間という値を得た。

これら2つの手法は減衰速度が異なる初期部と後期部を区別していない。そのため、Mofjeld *et al.* (2000)のように減衰時定数を後期部から得られた48時間にすると、初期部の速い減衰を考慮してい ないことから終息までの時間を過大評価するおそれがある。一方、林・ほか(2011)のように減衰時定数 を初期部から後期部の初めにかけての期間から得られる値にした場合、予測対象とする津波の減衰後 期部に対しても実際より短い減衰時定数を用いることになることから、終息までの時間が長くない規 模の小さな津波には適用可能なものの、津波が高いまま減衰後期部に至るほど長時間継続する規模の 大きな津波に対しては終息までの時間を過小評価する問題が顕在化するおそれがある。

Nyland and Huang (2014)は、初期部の減衰速度が後期部のそれよりも速いという性質を考慮した減 衰予測手法を提案した。この手法ではまず、観測津波波形を Hilbert 変換して 2 時間の時間窓で移動 平均を施し津波波形の最大値に合うように係数倍することにより包絡線を得る。次に、その包絡線の 最大値から 2 時間分を最小二乗近似する指数関数を求めて、最大値から 6 時間後まで外挿する。そし て、それ以後の減衰はあらかじめ求められた減衰時定数をもつ指数関数で表現する。減衰時定数は、 北アメリカ西岸及びアリューシャン列島の潮位観測点における東北地方太平洋沖地震による津波の 観測データを用いて求められた。包絡線の最大値から 6~25 時間後のデータに指数関数を最小二乗近 似して得られた減衰時定数は 28.6~39.3 時間で、平均値は 31.8 時間となった。この手法によれば減衰 速度の時間変化をある程度考慮でき、終息予測の精度を向上させることが期待できる。しかし、実際 の観測における最大値の発現を待ってからの予測になるという課題は残されている。

なお、これらの研究はいずれも実用的利用のために津波到達後の早い段階で減衰予測を行おうとす るもので、第1章に記載した、たとえば、地震発生40時間後以降に着目した減衰研究とは視点が異 なることにより、得られた減衰時定数の大きさや減衰初期部から後期部への移行時点などの違いが生 じていることには注意が必要である。

第3章では、これまで提案されてきた経験的予測手法に見られる課題に対処し、第1章において明 らかにした日本沿岸において観測された津波の増加・減衰過程の特徴を踏まえて、初期部の影響を考 慮に入れつつ早期に津波減衰過程を予測するため、増加・減衰過程を簡単な関数形で近似する手法に ついて提示する。そして、その予測精度について論じる。

3.2 減衰過程の予測手法

3.2.1 津波増加・減衰過程の関数近似

本節ではまず、津波振幅の変化について後期部だけでなく1.4.1節で示した初期部まで含んだ増加・ 減衰過程をできるだけ単純な関数形で近似することを検討する。後期部の指数関数型減衰と初期部の



Parameter	Group A	Group B	Group C	Group D	Group E
T ₀ (min)	119	124	1461	1015	111
A1 (cm)	39.1	22.1	189.9	110.9	4.0
T ₁ (min)	410	526	457	473	720
A2 (cm)	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0
T ₂ (min)	3000	3000	3000	3000	3000

Table 3.1 Estimated values of parameters in equation (3.1) for each group.

Table 3.2Values characterizing the model curves calculated by using
equation (3.1) with the parameter values listed in Table 3.1.

	Group A	Group B	Group C	Group D	Group E
Maximum height (cm)	33.3	26.2	22.9	20.9	17.6
Appearance time of maximum height (h)	2.2	3.0	6.2	6.5	4.1
Full width of half maximum (h)	15.4	21.7	23.5	27.5	35.7

増加と後期部に比べて速い減衰過程を表現するため、次式のような3つの指数関数からなる関数形を 導入する。

$$A_{MRMS_model} = \left(1 - e^{-\frac{t}{T_0}}\right) \left(A_1 e^{-\frac{t}{T_1}} + A_2 e^{-\frac{t}{T_2}}\right)$$
(3.1)

ここで、t は津波到達時からの経過時間である。時定数 T₁を T₂よりも短くする (早く滅衰する)と、 第 1 項が十分減衰した後は第 2 項 (A₂e^{-t/T₂})が減衰後期部の指数関数型減衰(式(1.1))を表す。この 項は、1.4.2 節で求めた値で表現できるものとする。本報告の解析対象とした津波事例の初期部の様相 は、1.4.1 節で示したように、(A)チリ中部沿岸、及びニューギニア島北部、(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)千島列島北部、及びサモア諸島、(D)チリ北 部沿岸、ペルー沿岸、及びカムチャツカ半島、(E)アリューシャン列島の 5 グループに分けられる (Figures 1.16, 1.17)。第 2 項のパラメータを固定して、これらのグループごとに残りの 3 つのパラメ ータ T₀、A₁、T₁を最小二乗推定した。結果の図を Figure 3.1 に、パラメータを Table 3.1 に示す。なお T₀、A₁、T₁ は組み合わせで初期部の増加・減衰の様相や最大値の発現時刻を制御するパラメータ群で あり、いずれも単独では最大値の大きさや発現時と単純な関係にはない。そこで、これらのパラメー タ群で表現されるモデル曲線の特徴量を Table 3.2 にまとめた。最大値はグループ(A)が最も大きく、 グループ(E)が最も小さい。最大値の 2 分の 1 以上となる時間はグループ(A)が最も短く、グループ(E)が 最も長い。最大値の発現時はグループ(A)、(B)及び(E)が 2~4 時間であるのに対し(C)及び(D)は約 6 時 間とやや遅い。いずれも 1.4.1 節で分類したそれぞれのグループの特徴をよく表現している。

3.2.2 平均 MRMS 振幅に対する観測点ごとの MRMS 振幅の比

前節で、津波事例ごとに平均した MRMS 振幅を近似する関数形を得た。本節では観測点ごとの MRMS 振幅を近似する関数形を求める。Figure 3.2 (Figure 1.4 再掲)は 2010 年チリ中部沿岸の地震津 波の事例について個々の観測点における MRMS 振幅とそれら全部の平均を示している。個々の観測 点における MRMS 振幅は、全体平均に対して様々な大きさをとる。そこで、全体平均に対する個々の 観測点における MRMS 振幅の比を求める。

Figure 3.3 は、2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例について、八戸、御前崎、及び、那覇における時間窓を 180 分とした観測点ごとの MRMS 振幅変化と平均 MRMS 振幅変化との関係を示す。津波 到達後 3 時間から 72 時間の区間の関係を示す。この例に示すように、津波事例ごとの平均 MRMS 振幅変化に対する個々の観測点の MRMS 振幅の比例係数をそれぞれ求め、それら観測点ごとに求まる 係数を観測点係数と呼ぶことにする。



Figure 3.2 Temporal changes of the MRMS amplitudes 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 3.3 Examples of relations between individual MRMS amplitudes recorded at (a) Hachinohe (HC), (b) Omaezaki (OM), and (c) Naha (NH) tide gauge stations and average MRMS amplitude of the 2010 Chile tsunami event. Oblique dotted lines denote proportional lines.

チリ、ペルー沿岸を波源とする津波事例間の観測点係数の関係を Figure 3.4 に示す。2010 年と 2015 年のチリ中部沿岸同士、2001 年と 2007 年のペルー沿岸同士のみならず、2010 年のチリ中部沿岸と



Figure 3.4 Relations between site factors of tsunami events: (a) 2010 Chile versus 2015 Chile, (b) 2010 Chile versus 2001 Peru, and (c) 2001 Peru versus 2007 Peru.



Figure 3.5 Site factors evaluated for tsunami events with source regions in (a) South America, (b) the southwest Pacific, (c) the North Pacific and their means.

2001年のペルー沿岸との間でも観測点係数の間に強い相関があることが分かる。よって、観測点係数 については、チリ沿岸とペルー沿岸はひとまとまりと考えてよさそうである。

主要な津波事例について求めた観測点係数を波源の海域ごとに南米沿岸(チリ、及びペルー沿岸)、 南西太平洋(ニューギニア島からサモア諸島)、及び北太平洋(千島沖から北米沿岸)の3つにまと め、それぞれ Figure 3.5(a)~(c)に示す。それぞれの海域を波源とする事例についての観測点係数は、 事例間で概ね似た傾向を示しており、平均してそれぞれ係数としてひとまとめにできそうである。 Figure 3.6 に海域間の平均観測点係数の関係を示す。南米沿岸と南西太平洋、北太平洋との間の相関 は弱いが、南西太平洋と北太平洋との間の相関は強い。よって、観測点係数は南米沿岸とそれ以外(南 西太平洋と北太平洋)に大別できる。最終的に南西太平洋と北太平洋を平均した結果を Figure 3.7 に 示す。



Figure 3.6 Relations between site factors for events with source regions in (a) South America versus the southwest Pacific, (b) South America versus the North Pacific, and (c) the southwest Pacific versus the North Pacific.



Figure 3.7 Site factors of tide gauge stations along the Pacific coast of Japan evaluated for events originating near the coast of South America and for events originating in other source regions.

3.2.3 津波の高さと MRMS 振幅の比

前節で求めた観測点係数により、各観測点において予想される MRMS 振幅の近似曲線が得られる。 この MRMS 振幅は、一般に実際の波の振幅よりも小さい。たとえば単一の周波数からなる波の場合、 MRMS 振幅は実際の波の半振幅の1/√2になるが、様々な周波数の波が混ざった波の場合、その振幅 比は違ったものになる。

Mofjeld *et al.* (2000)は、モンテカルロ法により生成した模擬津波データの統計解析により、津波到 達の2時間後から4時間後までの間の津波振幅の標準偏差に掛ける係数を3とした。

林・ほか(2010)は、ゼロクロス法を適用して区分した波の半振幅(ひとつの波の最大値と最小値の 差の 1/2)と同時刻における MRMS 振幅との比を無次元化津波振幅と定義し、その頻度分布を調べた。 その結果、無次元化津波振幅 xの頻度はレイリー分布

$$f(x; \theta) = \frac{x}{\theta^2} e^{-\frac{x^2}{2\theta^2}}$$
(3.2)

において概ね *θ*=1 とした分布に従い、その 99 パーセンタイル値がおよそ 3.0 であることから、波高 が MRMS 振幅の 3 倍以上となることは稀であるとした。

本報告もまた林・ほか(2010)の手順に従ってゼロクロス法によって区分した波の半振幅と MRMS 振幅の比の頻度分布を調べた。対象とした津波事例は、Mw8.0 以上の地震のうち 2007 年千島列島の地 震の津波事例を除く 8 事例で、解析時間長は津波到達時から Mw8.4 以上の 4 事例で 72 時間、Mw8.3 以下の 4 事例で 48 時間とした。

時間窓幅 64 分及び 180 分の MRMS 振幅について求めた無次元化津波振幅の頻度分布とレイリー分 布で近似した確率分布曲線、累積頻度分布曲線を Figure 3.8、及び Figure 3.9 に示す。また、無次元化 津波振幅の最大値、頻度分布の 99.0、99.9 パーセンタイル値、頻度分布をレイリー分布で近似した場 合の θの値、その値の場合の 99.0、99.9 パーセンタイル値を、時間窓幅 64 分及び 180 分の MRMS 振 幅について Table 3.3 及び Table 3.4 にそれぞれまとめた。

たとえば 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例について述べると、時間窓幅 64 分の MRMS 振幅 については波高の 99.0%が MRMS 振幅の 2.2 倍、99.9%が 2.6 倍以内に収まり、最大値は 2.7 であるこ とを示している。レイリー分布のパラメータ θは 0.96 で、その場合の 99.0 パーセンタイル値は 2.9、 99.9 パーセンタイル値は 3.6 となる。レイリー分布の方が実値のパーセンタイル値より大きくなるの は、実値の頻度分布がレイリー分布と比べて右に偏って右側が急峻になっているにもかかわらず、レ イリー分布ではその形状を表現できずに緩やかに減少していくことが Figure 3.8 から見てとれる。時 間窓幅 180 分の MRMS 振幅についての無次元化津波振幅の頻度分布の方がレイリー分布に近くなる が、99.9 パーセンタイル値は実値が 2.8 に対してそのレイリー分布では 3.4 と依然として大きい。他 の 7 事例の結果についても、実値の頻度分布とレイリー分布はいずれも 2010 年チリ中部沿岸の地震 の津波事例でみたものと同様の傾向を示している。全 8 事例をひとまとめに解析した結果を Figure 3.10、Table 3.3、及び Table 3.4 に示す。



Figure 3.8 (left panels) Histogram of the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude calculated by using a time window of 64 minutes. Thick lines denote the optimal Rayleigh distribution, and thin lines denote the optimal Weibull distribution. (right panels) Cumulative frequency distributions of the tsunami height to MRMS amplitude ratio.



Figure 3.9 (left panels) Histograms of the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude calculated by using a time window of 180 minutes. Thick lines denote the optimal Rayleigh distribution, and thin lines denote the optimal Weibull distribution. (right panels) Cumulative frequency distributions of the tsunami height to MRMS amplitude ratio.

Earthquake		Data	distrib	ution	Ray	/leigh d	istr.	Weibull distribution			
& Tsunami	IVIW	max	99.9	99.0	θ	99.9	99.0	т	η	99.9	99.0
2011 Tohoku	9.1	2.8	2.5	2.2	1.00	3.7	3.0	2.73	1.43	2.9	2.5
2010 Chile	8.8	2.7	2.6	2.2	0.96	3.6	2.9	2.50	1.37	3.0	2.5
2001 Peru	8.4	2.8	2.5	2.2	1.01	3.7	3.1	2.72	1.43	2.9	2.5
2006 Kuril	8.3	2.7	2.6	2.3	0.98	3.7	3.0	2.54	1.40	3.0	2.6
2015 Chile	8.3	2.8	2.6	2.3	0.94	3.5	2.9	2.31	1.34	3.1	2.6
2014 Chile	8.1	2.6	2.6	2.3	0.97	3.6	3.0	2.39	1.39	3.1	2.6
2009 Samoa	8.1	2.8	2.6	2.4	0.98	3.6	3.0	2.52	1.39	3.0	2.5
2007 Peru	8.0	3.1	2.7	2.3	0.93	3.5	2.8	2.30	1.32	3.1	2.6
Total		3.1	2.6	2.3	0.97	3.6	3.0	2.49	1.38	3.0	2.6

Table 3.3Statistics of distribution for the ratio of tsunami height to the
MRMS amplitude calculated by using a time window of 64 minutes.

Table 3.4Statistics of distribution for the ratio of tsunami height to the
MRMS amplitude calculated by using a time window of 180 minutes.

Earthquake		Data	distrib	ution	Ray	/leigh d	istr.	Weibull distribution				
& Tsunami	IVIW	max	99.9	99.0	θ	99.9	99.0	т	η	99.9	99.0	
2011 Tohoku	9.1	3.1	2.7	2.5	0.97	3.6	3.0	2.31	1.38	3.2	2.7	
2010 Chile	8.8	3.0	2.8	2.5	0.93	3.4	2.8	2.15	1.31	3.2	2.7	
2001 Peru	8.4	3.0	2.8	2.4	0.97	3.6	3.0	2.33	1.38	3.2	2.7	
2006 Kuril	8.3	3.2	3.0	2.5	0.95	3.5	2.9	2.25	1.35	3.2	2.7	
2015 Chile	8.3	3.0	2.8	2.5	0.91	3.4	2.8	2.09	1.29	3.3	2.7	
2014 Chile	8.1	3.0	2.9	2.5	0.94	3.5	2.8	2.10	1.33	3.3	2.8	
2009 Samoa	8.1	3.2	3.0	2.6	0.95	3.5	2.9	2.29	1.34	3.1	2.6	
2007 Peru	8.0	3.3	2.9	2.5	0.89	3.3	2.7	2.10	1.26	3.2	2.6	
Total		3.3	2.9	2.5	0.94	3.5	2.9	2.20	1.33	3.2	2.7	



Figure 3.10 Histogram of the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude of all eight events calculated by using a time window of (left) 64 or (right) 180 minutes. Thick lines denote the optimal Rayleigh distribution, and thin lines denote the optimal Weibull distribution.

実値の頻度分布の形状をより表現するため、レイリー分布より一般的なワイブル分布

$$f(x; m, \eta) = \frac{m}{\eta} \left(\frac{x}{\eta}\right)^{m-1} e^{-\left(\frac{x}{\eta}\right)^m}$$
(3.3)

を適用した結果を Figure 3.10、Table 3.3、及び Table 3.4 に合わせて示す。ワイブル分布の式において $m = 2, \eta = \sqrt{2}\theta$ としたときにレイリー分布になるが、Table 3.3 及び Table 3.4 に示すとおり、形状パラ メータ mは時間窓幅 64 分に対して 2.3~2.7、時間窓幅 180 分に対しても 2.1~2.3 と 2 より大きくな り、頻度分布が右に偏っていること、時間窓幅 180 分よりも 64 分の方がその傾向が強いことを裏付 ける。実値の頻度分布はレイリー分布よりもワイブル分布の方が良く説明するが、それでもなお、ワ イブル分布による 99.0、99.9 パーセンタイル値は、時間窓幅 64 分に対してそれぞれ 2.6、3.0、時間 窓幅 180 分に対してそれぞれ 2.7、3.2 と実観測値よりやや大きい。

予測近似曲線の時間変化が滑らかであることから、時間窓幅 64 分よりも時間変化が滑らかな 180 分 MRMS 振幅に対する統計量の方を採ることが適当であると考えられる。実値やワイブル分布の 99.0 パーセンタイル値で 2.5~2.7、99.9 パーセンタイル値で 2.9~3.2 程度になる。これらの値のいずれが 適当であるかについては、用いた減衰予測性能の特徴については、次節において他の係数に対するば らつきなども含めた総合的な減衰予測性能の評価に基づいて検討するが、以後、この値を波高係数と 呼ぶことにする。

3.2.4 増加・減衰過程の予測式

前節までにおいて、MRMS 振幅の関数近似(3.2.1節、式(3.1))、地震のマグニチュードと近似関数の 振幅パラメータとの関係(規模係数、1.5節)、地震発生時と津波到達時の差、すなわち津波走時 Trの 効果(走時係数、1.5節)、平均 MRMS 振幅に対する個々の観測点の MRMS 振幅の比例係数(観測点 係数、3.2.2節)、そして、MRMS 振幅に対する津波の高さの比の分布から波高係数の候補を得た(3.2.3 節)。これらを総合すると次に示すように、津波波形振幅の上限の時間推移A_{fcst}を予測することがで きることになる。

$$A_{fcst} = A_{MRMS_model} \cdot c_{travel} \cdot c_M \cdot c_{site} \cdot c_{crest}$$
(3.4)

ここで、 A_{MRMS_model} は、初期部グループごとに式(3.1)の3指数関数で表される規格化 MRMS 振幅の標準的時間変化、 c_{travel} は走時係数、 c_M は規模係数であり、これらは地震の震央と規模が判明した時点で定まる。そして、 c_{site} は観測点係数、 c_{crest} は波高係数である。この予測手順を Figure 3.11 にフローチャートの形式で示す。

3.3 予測精度の評価

本節では、前節で示した減衰過程の予測式(3.4)による予測精度を評価する。波高係数としては、2.6 (実値とワイブル分布の 99.0 パーセンタイル値の平均)、2.9 (実値の 99.9 パーセンタイル値)、3.2 (ワイブル分布の 99.9 パーセンタイル値)の3種類を用いた。評価には基準高さを下回るまでの時 間を用い、基準高さは100 cm、50 cm、及び20 cm とした。これらの高さを十分に超えるだけの遠地 津波の観測事例は多くない。デジタルデータの期間で今回対象とした津波事例のうち、2010 年チリ中 部沿岸の事例では、33 観測点のうち 26 観測点で最大の津波の高さが 40 cm を超えているが、2 番目 に大きい 2006 年千島列島の事例では、11 観測点に留まり、他の事例ではほぼ見られない。よって、 この 2 事例と、5 観測点のデータしか使えないが最大級の津波である 1960 年チリ地震津波の事例を 用いて予測精度を評価する。

Figures 3.12, 3.13, 及び 3.14 は、1960 年チリ地震、2010 年チリ中部沿岸、及び 2006 年千島列島の地 震の津波事例について、波高係数を 2.6、2.9、3.2 とした場合の基準高さを下回るまでの時間の観測値 と予測値を比較した結果をそれぞれ示す。ただし、2010 年チリ中部沿岸の事例は基準高さ 50 cm、及 び 20 cm、2006 年千島列島の事例は基準高さ 20 cm に限られる。Figure 3.13 に示す 2010 年チリ沿岸 中部の事例で波高係数 2.6 の場合、基準高さ 50 cm を下回るまでの時間の観測と予測の差はほぼ 5 時 間以内に収まり、平均値は-0.9 時間(観測 < 予測)、標準偏差は 2.2 時間であった。基準高さ 20 cm を 下回るまでの時間は多少ばらつくが、ほとんどが 12 時間以内に収まり、平均値は+0.4 時間(観測> 予測)、標準偏差は 6.4 時間であった。なお、20 cm を下回るまでの時間が 75 時間とやや大きめにな った赤羽根観測点では、この時期、津波の到達前からしばしば潮位偏差が 20 cm を超えていて津波に



Figure 3.11 Flow chart of the procedure for forecasting tsunami end times.

よる潮位変化が 20 cm を下回る時点を読み取ることが難しく長めの評価になっているかもしれない。 Figure 3.14 に示す 2006 年千島列島の事例では、予測が短めの傾向となっていて観測と予測の差は-3 時間から+9 時間の範囲、平均値は+2.9 時間、標準偏差は 3.9 時間であった。いずれの場合でも、波高 係数を 2.9、3.2 と大きくしていくと、予測時間は数時間程度ずつ長くなっていき、グラフの上では上 方にずれていき、過小予測となる観測点が減っていく。



Figure 3.12 Comparison between the time required for observed tsunami amplitude of the 1960 Chile tsunami event to decrease to criterion heights of (a) 100 cm, (b) 50 cm, and (c) 20 cm and the forecasted time when the crest factor is set to 2.6, 2.9, or 3.2. Solid and dashed lines denote the forecasted time error is zero and within ±12 hours, respectively.



Figure 3.13 Comparison between the time required for observed tsunami amplitude of the 2010 Chile tsunami event to decrease to criterion heights of (a) 50 cm and (b) 20 cm and the forecasted time when the crest factor is set to 2.6, 2.9, or 3.2. Solid and dashed lines denote the forecasted time error is zero and within ±12 hours, respectively.



Figure 3.14 Comparison between the time required for observed tsunami amplitudes of the 2006 Kuril tsunami event to decrease to criterion height of 20 cm when the crest factor is set to 2.6, 2.9, or 3.2. Solid and dashed lines denote the forecasted time error is zero and within ±12 hours, respectively.

減衰時間予測の観測値との差の事例と基準高さごとの平均及び標準偏差を Figure 3.15 に示す。波 高係数を 2.6 としたとき、平均値は概ねゼロ付近になるが、波高係数を大きくすると予測時間は長く なるので観測と予測の差は負の方へずれていき、波高係数を 3.2 としたとき、概ね上限を抑える傾向 がみられる。観測と予測の時間差のばらつきの大きさは波高係数の選択にはほとんど影響されない。 標準偏差の大きさについて、データ数の多い 2010 年チリ中部沿岸と 2006 年千島列島の事例について 津波到達時からの時間でみると、8 時間から 30 時間程度先の予測時間に対して標準偏差は 2.2 時間か ら 6.9 時間となり、2~3 割程度の相対精度となっている。



Figure 3.15 Mean difference between observed and forecasted time before the tsunami height fell below the criterion height when the crest factor was set to 2.6, 2.9, or 3.2. Criterion heights are 100, 50, and 20 cm for the 1960 Chile tsunami event, 50 and 20 cm for the 2010 Chile tsunami event, and 20 cm for the 2006 Kuril tsunami event. Error bar indicates the standard deviation of the mean.

波高係数を 2.6 としたときの解析期間内において基準高さを下回る予測時刻を過ぎた後の期間に おける波の高さの最大値の頻度分布を Figure 3.16 に示す。基準高さが 20 cm の場合、背景潮位変動が 大きい時期には波の高さが 20 cm を超えたとしても津波によるものとは判断が難しいことがあるが、 今回は区別することなく使用した。2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例の基準高さ 50 cm の場合、 予測時刻以降に 50 cm 以上の波の高さを観測したデータが 4 個あるがその振幅は 65 cm (1.3 倍) 以 下に収まる。基準高さ 20 cm で見ても 26 cm (1.3 倍) 以下に収まっている。予測が早めの時刻になっ た 2006 年千島列島の地震の津波事例でも、予測時刻以降に基準高さを超えたデータは 26 個中 7 個



Figure 3.16 Histograms of the maximum observed height after the forecasted time for the tsunami height to fall below the criterion height when the crest factor is set to 2.6. The criterion heights (denoted by the thick vertical lines) are 50 and 20 cm for the 2010 Chile tsunami event, and 20 cm for the 2006 Kuril tsunami event.

で、それらは 30 cm(1.5 倍)以下に収まる。1960 年チリ地震津波の事例はデータ数が少ないため頻 度分布図を示さないが、いずれの基準高さについても高々1.2 倍から 1.3 倍に収まっていた。

採用すべき波高係数は、減衰予測の目的をどのように設定するかによって変わるものと考えられる。 すなわち、日本全体あるいは地域全体において平均的な値を予測することを目的とするならば、波高 係数は 2.6 程度を採ることが適当である。その場合でも予測時刻以降に観測される津波の高さの最大 は基準高さの 1.5 倍程度に収まることが期待される。個々の観測点について過大予測になりすぎるこ とを避けつつ、できるだけ多くの観測点で過小予測にならないように予測することを目的とするなら ば、波高係数として 3.2 程度を採ることが適当になる。

3.4 結論

日本の沿岸検潮による津波観測の結果から見いだした津波の減衰過程の特徴に基づいた減衰予測 手法を考案した。

初期部の MRMS 振幅増加・減衰過程を簡単な式で表現するため、指数関数型減衰する後期部と合わせ、3 つの指数関数からなる式(2)を適用し、初期部をその変化の様相から分類した 5 つのグループご とに指数関数のパラメータを最小二乗推定した。初期部のグループ分けは津波の波源がどの海域にあ るかに依存し、平均 MRMS 振幅は地震の規模に比例することから、地震発生直後に地震の震源が推定 された時点で、津波走時と合わせ、平均 MRMS 振幅の時間変化が予測できることになる。

観測点係数には津波波源に応じた再現性が認められ、津波波源が南アメリカ西岸沖にある場合とそれ以外の北太平洋や南西太平洋にある場合の二つに大別できる。これらの式や係数により、地震の震源が推定された時点で個々の観測点における MRMS 振幅の時間変化が予測できる。

さらに、MRMS 振幅に対する津波の高さの比は、主な過去の津波事例についてほぼ共通した統計的 特徴を示す。波高係数に大きな値を用いれば実際に観測される波高が予測振幅を超えることは極めて 少なくなるが、津波が減衰するまでに要する時間の予測値は大きくなり、過大になるおそれがある。 津波が減衰するまでに要する時間の予測精度を重視するならば、波高係数を 2.6 としたとき最終的な 予測振幅を津波波高が超える波の割合を 1%程度に抑えつつ、減衰予測時間のばらつきを±12 時間以 内にできる。

まとめ

本報告では、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し、その特徴に基づいた津 波減衰の経験的予測手法についてとりまとめた。

遠地津波の減衰過程の特徴を抽出するにあたっては、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を調査対象とし、日本の太平洋沿岸に設置された 33 検潮所の観 測データを用いた。各観測データから時間窓幅 180 分の MRMS 振幅を計算して津波事例ごとに平均 した平均 MRMS 振幅を求めた。平均 MRMS 振幅の時間変化から、日本の沿岸観測データにおいても、 減衰過程はやや速い減衰を示す初期部と緩やかな減衰を示す後期部からなることが認められた。減衰 後期部の大きさを揃えるように調整された規格化 MRMS 振幅を用いて後期部の減衰を指数関数で近 似したときの減衰時定数は 50 時間と求められ、規格化 MRMS 振幅に対する平均 MRMS 振幅の比(規 模係数)は地震の規模に概ね比例することが見いだされた。これらの結果は先行研究の結果と調和的 である。減衰初期部から後期部への遷移時期は津波到達時から概ね 15~18 時間後で、初期部の変化様 相は最大値の大きさと発現時の違いから五つのグループに分けられた。チリ沿岸、ペルー沿岸、パプ アニューギニア沿岸など同一海域で複数の津波事例がある場合、それらはそれぞれ同じグループに分 類され再現性が認められた。

以上のような減衰過程の特徴に基づき、津波減衰過程を予測する手法を考案した。初期部の MRMS 振幅増加・減衰過程と指数関数型減衰する後期部とを一括して簡単な式で表現するため、三つの指数 関数からなる式(3.1)を適用することとし、初期部を分類した五つのグループごとに指数関数のパラメ ータを最小二乗推定した。式(3.4)により、この3指数関数に地震発生時と津波到達時の差を調整する 走時係数、規模係数、観測点係数(津波事例ごとの平均 MRMS 振幅に対する観測点ごとの MRMS 振 幅の比)、及び波高係数(MRMS 振幅に対する津波の高さの比)を掛けることで、式(3.4)により津波波 形を包絡する曲線を予測することができる。観測点係数には津波波源に応じた再現性が認められ、津 波波源が南アメリカ西岸沖にある場合とそれ以外の北太平洋や南西太平洋にある場合の二つに大別 できる。このように式(3.4)のパラメータは、遠地地震の震源とマグニチュードが推定された時点で定 まる。波高係数として 2.6 を採用したとき、最終的な予測振幅を津波波高が超える割合を 1%程度に 抑えつつ、平均的な予測時間を概ね減衰予測時間のばらつきを±12 時間以内にできる。

減衰特徴と予測に津波減衰の周期依存性が大きな影響を与えない理由について、津波周期解析に基 づいて考察した。減衰初期ほど後期部と比べて減衰速度が速いという減衰の特徴に、より早く減衰す る短周期成分の減衰が含まれることで全体として目立たないものになっていることが主要な理由と 考えられるが、沖合観測から沿岸観測への津波増幅率を周期ごとに見たときに周期6~60分の帯域で その長周期側(60~180分)と短周期側(2~6分)に比べて2~3倍大きいことから、沿岸ではこの 周期帯が全体の減衰傾向により大きく寄与していることも理由の一つと考えられる。

謝辞

気象庁が管理する検潮所における潮位観測デジタルデータは、気象庁地球環境・海洋部海洋気象課 海洋気象情報室(現、大気海洋部環境・海洋気象課海洋気象情報室)に提供していただいた。アナロ グデータ期の潮位観測データには、地震津波研究部第四研究室の林豊研究室長が収集・整理された津 波記録紙の画像ファイルを使用した。記録紙の収集には、札幌管区気象台、函館海洋気象台(現、函 館地方気象台)、釧路地方気象台、仙台管区気象台、盛岡地方気象台、函館海洋気象台(現、函 館地方気象台)、釧路地方気象台、仙台管区気象台、盛岡地方気象台、福島地方気象台、大阪管区気 象台、神戸海洋気象台(現、神戸地方気象台)、高知地方気象台の各気象台に協力していただいた。 また、記録紙のスキャンと画像ファイルの整理にかかる経費には、科研費基盤研究 B「津波減衰予測 モデルの確立」(平成24~27 年度、代表者 林豊)からも支出された。グラフの作成には Matplotlib (Hunter, 2007)、地図を含む作図には GMT (Generic Mapping Tools; Wessel *et al.*, 2013)を使用した。 最後に、本研究の実施を通して林研究室長、そして同研究室の対馬弘晃主任研究官には、研究を進 めていく上で多くの有益な御助言をいただいた。ここに記して感謝いたします。

参考文献

中央気象台, 1953:昭和 27年11月カムチャッカ地震調査報告. 験震時報, 18, 1-48.

- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, 1981: Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852, https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, 2012: The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9, https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Fine, I. V., E. A. Kulikov, and J. Y. Cherniawsky, 2012: Japan's 2011 tsunami: Characteristics of wave propagation from observations and numerical modelling. *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 1295-1307, https://doi.org/10.1007/s00024-012-0555-8.
- Fujii, Y., and K. Satake, 2013: Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 1493-1509, https://doi.org/10.1007/s00024-012-0524-2.
- 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, https://doi.org/10.1007/s11069-004-2402-4.
- Hatori, T., 1965a: On the Alaska tsunami of March 28, 1964, as observed along the coast of Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 399-408, https://doi.org/10.15083/0000033639.
- Hatori, T., 1965b: On the Aleutian tsunami of February 4, 1965, as observed along the coast of Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 773-782, https://doi.org/10.15083/0000033614.
- Hatori, T., 1981: Tsunami magnitude and source area of the Aleutian-Alaska tsunamis. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **56**, 97-110, https://doi.org/10.15083/0000033036.

- 林 豊・今村文彦・越村俊一, 2010: 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)*, **66**(1), 211-215, https://doi.org/10.2208/kaigan.66.211.
- 林 豊・越村俊一・今村文彦, 2011: 遠地地震津波の減衰予測のための MRMS 振幅の時間減衰モデル. *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, **67**(2), I_216-I_220, https://doi.org/10.2208/kaigan.67.I_216.
- Hunter, J. D., 2007: Matplotlib: A 2D graphics environment. *Comput. Sci. Eng.*, **9**(3), 90-95, https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.55.
- 今井健太郎・田野邊 睦・林 豊・今村文彦, 2014: 2011 年東北地方太平洋沖地震津波における日本列 島太平洋沿岸の津波減衰過程. *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, **70**(2), I_276-I_280, https://doi.org/10.2208/kaigan.70.I_276.
- Johnson, J. M., Y. Tanioka, L. J. Ruff, K. Satake, H. Kanamori, and L. R. Sykes, 1994: The 1957 great Aleutian earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **142**, 3-28, https://doi.org/10.1007/BF00875966.
- Kanamiri, H., 1977: The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82, 2981-2987, https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981.
- 気象庁, 1961: 昭和 35 年 5 月 24 日チリ地震津波調査報告. *気象庁技術報告*, 8, 389p.
- Mofjeld, H. O., F. I. Gonzalez, E. N. Bernard, and J. C. Newman, 2000: Forecasting the heights of later waves in Pacific-wide tsunamis. *Nat. Hazards*, **22**, 71-89, https://doi.org/10.1023/A:1008198901542.
- Munk, W. H., 1963: Some comments regarding diffusion and absorption of tsunamis. Proc. Tsunami Meeting, Tenth Pacific Science Congress, Honolulu, *IUGG Monogr.*, **24**, Paris, 53-72.
- Nyland, D., and P. Huang, 2014: Forecasting wave amplitudes after the arrival of tsunami. *Pure Appl. Geophys.*, **171**, 3501-3513, https://doi.org/10.1007/s00024-013-0703-9.
- Rabinovich, A. B., 1997: Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12663-12676, https://doi.org/10.1029/97JC00479.
- Rabinovich, A. B., R. N. Candella, and R. E. Thomson, 2011: Energy decay of the 2004 Sumatra tsunami in the world ocean. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 1919-1950, https://doi.org/10.1007/s00024-011-0279-1.
- Rabinovich, A. B., R. N. Candella, and R, E. Thomson, 2013: The open ocean energy decay of three recent trans-Pacific tsunamis. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 3157-3162, https://doi.org/10.1002/grl.50625.
- Saito, T., D. Inazu, S. Tanaka, and T. Miyoshi, 2013: Tsunami coda across the Pacific Ocean following the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **103**, 1429-1443, https://doi.org/10.1785/0120120183.
- Tang, L., V. V. Titov, E. N. Bernard, Y. Wei, C. D. Chamberlin, J. C. Newman, H. O. Mofjeld, D. Arcas, M. C. Eble, C. Moore, B. Uslu, C. Pells, M. Spillane, L. Wright, and E. Gica, 2012: Direct energy estimation of the 2011 Japan tsunami using deep-ocean pressure measurements. J. Geophys. Res., 117, C08008, https://doi.org/10.1029/2011JC007635.
- Van Dorn, W. G., 1984: Some tsunami characteristics deducible from tide records. J. Phys. Oceanogr., 14, 353-363, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0353:STCDFT>2.0.CO;2.
- Van Dorn, W. G., 1987: Tide gauge response to tsunamis. part II: Other oceans and smaller seas. J. Phys. Oceanogr., **17**, 1507-1516, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1507:TGRTTP>2.0.CO;2.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, 2013: Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *EOS Trans. AGU*, **94**(45), 409–410, https://doi.org/10.1002/2013EO450001.

気象研究所技術報告一覧表

第1号	バックグラウンド大気汚染の測定法の開発(地球規模大気汚染特別研究班, 1978) Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution. (MRI Special Research Group on Global
体の日	Atmospheric Pollution, 1978) テザズ しし の 世想 売利 光子 (世界 しし 研究 如 1070)
弗乙万	主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究(地震火山研究部, 1979) Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan. (Seismology and Volcanology
	Research Division, 1979)
第3号	筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設(花房龍男,藤谷徳之助,伴野登,魚津博, 1979) On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City. (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno,
第4号	and H. Uozu, 1979) 海底地震常時観測システムの開発(地震火山研究部, 1980)
第5号	Permanent Ocean – Bottom Seismograph Observation System. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980) 本州南方海域水温図-400m(又は 500m)深と 1,000m 深一(1934-1943 年及び 1954-1980 年)(海洋研究部,
	Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western — North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980. (Oceanographical Research Division, 1981)
第6号	成層圏オゾンの破壊につながる大気成分及び紫外日射の観測(高層物理研究部, 1982) Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozon Depletion and the Ultraviolet Radiation. (Upper Atmosphere Physics Research Division 1982)
第7号	83 型強震計の開発(地震火山研究部, 1983)
	Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network. (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
第8号	大気中における雪片の融解現象に関する研究(物理気象研究部, 1984) The Study of Melting of Spowflakes in the Atmosphere (Physical Meteorology Research Division, 1984)
第9号	御前崎南方沖における海底水圧観測(地震火山研究部・海洋研究部, 1984)
笛 10 号	Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honsyu. (Seismology and Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984) 日本付近の紙気圧の統計 (予報研究室、1984)
A1 10 .J	Statistics on Cyclones around Japan. (Forecast Research Division, 1984)
第11号	局地風と大気汚染質の輸送に関する研究(応用気象研究部, 1984) Observations and Numerical Environments on Local Converting and Madium Provest Transment of Air Pallations (Applied
第 12 号	Meteorology Research Division, 1984) 火山活動監視手法に関する研究(地震火山研究部, 1984)
	Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance. (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
第13号	気象研究所大気大循環モデルーI (MRI・GCM-I) (予報研究部, 1984)
	1984)
第 14 号	台風の構造の変化と移動に関する研究一台風 7916 の一生一(台風研究部, 1985)
	A Study on the Changes of the Three - Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time. (Typhoon Research Division, 1985)
第15号	波浪推算モデル MRI と MRI-II の相互比較研究-計算結果図集-(海洋気象研究部, 1985)
	An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI – II – A Compilation of Results – (Oceanographical Research Division 1985)
第16号	地震予知に関する実験的及び理論的研究(地震火山研究部, 1985)
第 17 号	Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method. (Seismology and Volcanology Research Division, 1985) 北半球地上月平均気温偏差図(予報研究部, 1986)
	Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891–1981. (Forecast Research Division, 1986)
第18号	中層大気の研究(高層物理研究部,気象衛星研究部,予報研究部,地磁気観測所, 1986)
	Studies of the Middle Atmosphere. (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
第 19 号	ドップラーレーダによる気象・海象の研究(気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部・1986)
	Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar. (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division, and Oceanographical
第 20 号	Research Division, 1980) 気象研究所対流圏大気大循環モデル(MRI・GCM-I)による 12 年間分の積分(予報研究部, 1986)
第 21 号	Mean Statistics of the Tropospheric MRI · GCM- I based on 12-year Integration. (Forecast Research Division, 1986) 宇宙線中間子強度 1983-1986 (高層物理研究部, 1987)
第 22 号	Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987) 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究(地震火山研究部, 1987)

Study on Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological satellite (GMS). (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)

- 第23号 オホーツク海海洋気候図(篠原吉雄,四竃信行,1988)
- Marine Climatological Atlas of the sea of Okhotsk. (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)
- 第24号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験(海洋研究部, 1989) Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布(海洋研究部, 1989)
- Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第26号 地震前兆現象のデータベース(地震火山研究部, 1990)
- Database of Earthquake Precursors. (Seismology and Volcanology Research Division, 1990) 第27号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性(台風研究部, 1991)
- Characteristics of Precipitation Systems During the Baiu Season in the Okinawa Area. (Typhoon Research Division, 1991) 第28号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル(猪川元興・斉藤和雄, 1991)
- Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第29号 雲の放射過程に関する総合的研究(気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム研 究部・台風研究部, 1992)

A Synthetic Study on Cloud – Radiation Processes. (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department, and Typhoon Research Department, 1992)

- 第 30 号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究(三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992) Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean-Ground Surface and Atmosphere. (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino, and K. Yamazaki, 1992)
- 第31号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移-30年間の日降水量資料に基づく統計-(秋山孝子, 1993) Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days. - Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years-(T. Akiyama, 1993)
- 第32号 直下型地震予知に関する観測的研究(地震火山研究部, 1994) Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第33号 各種気象観測機器による比較観測(気象衛星・観測システム研究部, 1994) Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
- 第34号 硫黄酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用(応用気象研究部, 1995) The Long-Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
- 第35号 ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究(気象衛星・観測システム研究部, 1995) Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
- 第36号 降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究(地球化学研究部, 1996) Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
- 第37号 大気と海洋の地球化学的研究(1995年及び1996年)(地球化学研究部, 1998) Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998)
- 第38号 鉛直2次元非線形問題(金久博忠, 1999)
- Vertically 2-dmensional Nonlinear Problem (H. Kanehisa, 1999) 第 39 号 客観的予報技術の研究(予報研究部, 2000)
- 第 59 万 谷鲵时了牧权州尔研先(了牧明九即,2000)
- Study on the Objective Forecasting Techniques (Forecast Research Department, 2000) 第40号 南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究(地震火山研究部, 2000)
- 第40 5 「南風東地域におりる応力物と地震活動」が例に周する初九(地震大山切九前, 2000) Study on Stress Field and Forecast of Seismic Activity in the Kanto Region (Seismology and Volcanology Research Department, 2000)
- 第 41 号 電量滴定法による海水中の全炭酸濃度の高精度分析および大気中の二酸化炭素と海水中の全炭酸の放射性炭素 同位体比の測定(石井雅男・吉川久幸・松枝秀和, 2000) Coulometric Precise Analysis of Total Inorganic Carbon in Seawater and Measurements of Radiocarbon for the Carbon
- 第42 号 気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル(斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし, 2001)
- Documentation of the Meteorological Research Institute / Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model (Kazuo Saito, Teruyuki Kato, Hisaki Eito and Chiashi Muroi, 2001)
- 第 43 号 大気および海水中のクロロフルオロカーボン類の精密測定と気象研究所クロロフルオロカーボン類標準ガスの 確立(時枝隆之・井上(吉川)久幸, 2004)
 Precise measurements of atmospheric and oceanic chlorofluorocarbons and MRI chlorofluorocarbons calibration scale (Takayuki Tokieda and Hisayuki Y. Inoue, 2004)
- 第44号 PostScript コードを生成する描画ツール"PLOTPS"マニュアル(加藤輝之, 2004)

Documentation of "PLOTPS": Outputting Tools for PostScript Code (Teruyuki Kato, 2004)

- 第 45 号 気象庁及び気象研究所における二酸化炭素の長期観測に使用された標準ガスのスケールとその安定性の再評価 に関する調査・研究(松枝秀和・須田一人・西岡佐喜子・平野礼朗・澤 庸介・坪井一寛・堤 之智・神谷ひ とみ・根本和宏・長井秀樹・吉田雅司・岩野園城・山本 治・森下秀昭・鎌田匡俊・和田 晃, 2004)
 Re-evaluation for scale and stability of CO₂ standard gases used as long-term observations at the Japan Meteorological Agency and the Meteorological Research Institute (Hidekazu Matsueda, Kazuto Suda, Sakiko Nishioka, Toshirou Hirano, Yousuke, Sawa, Kazuhiro Tuboi, Tsutumi, Hitomi Kamiya, Kazuhiro Nemoto, Hideki Nagai, Masashi Yoshida, Sonoki Iwano, Osamu Yamamoto, Hideaki Morishita, Kamata, Akira Wada, 2004)
- 第46号 地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生の推定精度向上に関する研究(地震火山研究部, 2005) A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes (Seismology and Volcanology Research Department, 2005)
- 第 47 号 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説 (海洋研究部, 2005) Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Manual (Oceanographical Research Department, 2005)
- 第48号 日本海降雪雲の降水機構と人工調節の可能性に関する研究(物理気象研究部・予報研究部, 2005) Study of Precipitation Mechanisms in Snow Clouds over the Sea of Japan and Feasibility of Their Modification by Seeding (Physical Meteorology Research Department, Forecast Research Department, 2005)
- 第49号 2004年日本上陸台風の概要と環境場(台風研究部, 2006)
- Summary of Landfalling Typhoons in Japan, 2004 (Typhoon Research Department, 2006)
- 第 50 号 栄養塩測定用海水組成標準の 2003 年国際共同実験報告(青山道夫, 2006) 2003 Intercomparison Exercise for Reference Material for Nutrients in Seawater in a Seawater Matrix (Michio Aoyama, 2006)
- 第51号 大気および海水中の超微量六フッ化硫黄(SF6)の測定手法の高度化と SF6標準ガスの長期安定性の評価(時枝隆 之、石井雅男、斉藤 秀、緑川 貴,2007)

Highly developed precise analysis of atmospheric and oceanic sulfur hexafluoride (SF₆) and evaluation of SF₆ standard gas stability (Takayuki Tokieda, Masao Ishii, Shu Saito and Takashi Midorikawa, 2007)

- 第52号 地球温暖化による東北地方の気候変化に関する研究(仙台管区気象台,環境・応用気象研究部,2008) Study of Climate Change over Tohoku District due to Global Warming (Sendai District Meteorological Observatory, Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department, 2008)
- 第53号 火山活動評価手法の開発研究(地震火山研究部, 2008)
- Studies on Evaluation Method of Volcanic Activity (Seismology and Volcanology Research Department, 2008)
- 第54号 日本における活性炭冷却捕集およびガスクロ分離による気体計数システムによる⁸⁵Kr の測定システムの構築お よび1995 年から 2006 年の測定結果(青山道夫,藤井憲治,廣瀬勝己,五十嵐康人,磯貝啓介,新田 済,Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008) Establishment of a cold charcoal trap-gas chromatography-gas counting system for ⁸⁵Kr measurements in Japan and results

from 1995 to 2006 (Michio Aoyama, Kenji Fujii, Katsumi Hirose, Yasuhito Igarashi, Keisuke Isogai, Wataru Nitta, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008)

- 第55号 長期係留による4種類の流速計観測結果の比較(中野俊也,石崎 廣,四竈信行,2008) Comparison of Data from Four Current Meters Obtained by Long-Term Deep-Sea Moorings (Toshiya Nakano, Hiroshi Ishizaki and Nobuyuki Shikama, 2008)
- 第 56 号 CMIP3 マルチモデルアンサンブル平均を利用した将来の海面水温・海氷分布の推定(水田 亮, 足立恭将, 行本 誠史, 楠 昌司, 2008) Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble

Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean (Ryo Mizuta, Yukimasa Adachi, Seiji Yukimoto and Shoji Kusunoki, 2008)

第 57 号 閉流路中のフローセルを用いた分光光度法自動分析装置による海水の高精度 pH_T 測定(斉藤 秀, 石井雅男, 緑 川 貴, 井上(吉川) 久幸, 2008)

 $\label{eq:precise} Precise \ Spectrophotometric \ Measurement \ of \ Seawater \ pH_T \ with \ an \ Automated \ Apparatus \ using \ a \ Flow \ Cell \ in \ a \ Closed \ Circuit \ (Shu \ Saito, Masao \ Ishii, Takashi \ Midorikawa \ and \ Hisayuki \ Y. \ Inoue, \ 2008)$

第 58 号 栄養塩測定用海水組成標準の 2006 年国際共同実験報告(青山道夫,J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E.S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. Dai, G. O Donnell, C. Engelke, Gwo-Ching Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, Ming-Ming Jin, 葛西広海, R. Kerouel, 清本容子, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Krogslund, 熊谷正光, S. Leterme, Yarong Li, 増田真次, 宮尾 孝, T. Moutin, 村田昌彦, 永井直樹, G. Nausch, A. Nybakk, M. K. Ngirchechol, 小川浩史, J. van Ooijen, 太田秀和, J. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, 齊藤一浩, 佐藤憲一郎, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, 芳村 毅, A. Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2008)

2006 Inter-laboratory Comparison Study for Reference Material for Nutrients in Seawater (M. Aoyama, J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E. S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. H. Dai, G. O. Donnell, C. Engelke, G. C. Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, M. M. Jin, H. Kasai, R. Kerouel, Y. Kiyomono, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Krogslund, M. Kumagai, S. Leterme, Yarong Li, S. Masuda, T. Miyao, T. Moutin, A. Murata, N. Nagai, G. Nausch, M. K. Ngirchechol, A. Nybakk, H. Ogawa, J. van Ooijen, H. Ota, J. M. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, K. Saito, K. Sato, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, T. Yoshimura, A. Youénou, J. Z. Zhang, 2008)

第59号 気象研究所共用海洋モデル(MRI.COM)第3版解説(辻野博之,本井達夫,石川一郎,平原幹俊,中野英之,山中

吾郎, 安田珠幾, 石崎廣(気象研究所海洋研究部), 2010)

Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3 (Hiroyuki Tsujino, Tatsuo Motoi, Ichiro Ishikawa, Mikitoshi Hirabara, Hideyuki Nakano, Goro Yamanaka, Tamaki Yasuda, and Hiroshi Ishizaki (Oceanographic Research Department), 2010)

第 60 号 栄養塩測定用海水組成標準の 2008 年国際共同実験報告(青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D'amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Krogslund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 斉藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010)

2008 Inter-laboratory Comparison Study of a Reference Material for Nutrients in Seawater(青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D'

amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Krogslund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 斉藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010)

- 第61号 強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究(大阪管区気象台・ 彦根地方気象台・京都地方気象台・奈良地方気象台・和歌山地方気象台・神戸海洋気象台・松江地方気象台・鳥取地 方気象台・舞鶴海洋気象台・広島地方気象台・徳島地方気象台・予報研究部, 2010)
 Studies on formation process of line-shaped rainfall systems and predictability of rainfall intensity and moving speed (Osaka District Meteorological Observatory, Hikone Local Meteorological Observatory, Kyoto Local Meteorological Observatory, Nara Local Meteorological Observatory, Wakayama Local Meteorological Observatory, Kobe Marine Observatory, Matsue Local Meteorological Observatory, Tottori Local Meteorological Observatory, Maizuru Marine Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory AND Forecast Research Department, 2010)
- 第62号 WWRP 北京オリンピック 2008 予報実証/研究開発プロジェクト(齊藤和雄, 國井勝, 原昌弘, 瀬古弘, 原旅人, 山 口宗彦, 三好建正, 黄偉健, 2010)

WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration/Research and Development Project (B08FDP/RDP) (Kazuo Saito, Masaru Kunii, Masahiro Hara, Hiromu Seko, Tabito Hara, Munehiko Yamaguchi, Takemasa Miyoshi and Wai-kin Wong, 2010)

- 第63号 東海地震の予測精度向上及び東南海・南海地震の発生準備過程の研究(地震火山研究部, 2011) Improvement in prediction accuracy for the Tokai earthquake and research of the preparation process of the Tonankai and the Nankai earthquakes (Seismology and Volcanology Research Department, 2011)
- 第 64 号 気象研究所地球システムモデル第 1 版 (MRI-ESM1) モデルの記述— (行本誠史, 吉村裕正, 保坂征宏, 坂見 智法, 辻野博之, 平原幹俊, 田中泰宙, 出牛真, 小畑淳, 中野英之, 足立恭将, 新藤永樹, 籔将吉, 尾瀬智昭, 鬼頭 昭雄, 2011) Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) — Model Description — (Seiji Yukimoto,

Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) — Model Description — (Seiji Yukimoto, Hiromasa Yoshimura, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiroyuki Tsujino, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y. Tanaka, Makoto Deushi, Atsushi Obata, Hideyuki Nakano, Yukimasa Adachi, Eiki Shindo, Shoukichi Yabu, Tomoaki Ose and Akio Kitoh, 2011)

 第 65 号 東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究(斉藤和雄,黒田徹,林修吾,瀬古弘,國井勝,小司禎教,上野充, 川畑拓矢,余田成男,大塚成徳, Nurjanna Joko Trilaksono,許智揚,古関俊也,Le Duc, Kieu Thi Xin,黄偉健, Krushna Chandra Gouda, 2011)

International Research for Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia (Kazuo Saito, Tohru Kuroda, Syugo Hayashi, Hiromu Seko, Masaru Kunii, Yoshinori Shoji, Mitsuru Ueno, Takuya Kawabata, Shigeo Yoden, Shigenori Otsuka, Nurjanna Joko Trilaksono, Tieh-Yong Koh, Syunya Koseki, Le Duc, Kieu Thi Xin, Wai-Kin Wong and Krushna Chandra Gouda, 2011)

- 第 66 号 太平洋における大気-海洋間二酸化炭素フラックス推定手法(杉本裕之,平石直孝,石井雅男,緑川貴,2012) A method for estimating the sea-air CO2 flux in the Pacific Ocean (Hiroyuki Sugimoto, Naotaka Hiraishi, Masao Ishii and Takashi Midorikawa, 2012)
- 第67号 C-130H 輸送機を利用した温室効果ガス観測のためのフラスコ採取とその高精度測定システムの開発(坪井一寛, 松枝秀和,澤庸介,丹羽洋介,中村雅道,久保池大輔,岩坪昇平,齊藤和幸,花宮義和,辻健太郎,大森英裕,西 秀紘,2012)

Development of a flask sampling and its high-precision measuring system for greenhouse gases observations using a cargo aircraft C-130H (Kazuhiro Tsuboi, Hidekazu Matsueda, Yousuke Sawa, Yosuke Niwa Masamichi Nakamura, Daisuke Kuboike, Shohei Iwatsubo, Kazuyuki Saito Yoshikazu Hanamiya, Kentaro Tsuji, Hidehiro Ohmori, Hidehiro Nishi, 2012)

第68号 国際シンポジウム 電子顕微鏡を用いたエアロゾル研究(五十嵐康人, Weijun Li, Peter.R.Buseck, 岡田菊雄, 張代 洲, 足立光司, 藤谷雄二, 嶋寺光, 五藤大輔, 三井千珠, 野島雅, 大島長, 松井仁志, 石元裕史, 松木篤, Pradeep Khatri, 中山智喜, 向井将平, 大石乾詞, 間山憲仁, 坂本哲夫, 直江寛明, 財前祐二, 塩流水洋樹, 田中泰宙, 梶野 瑞王, 2013)

International Symposium on Aerosol Studies Explored by Electron Microscopy (Yasuhito Igarashi, Weijun Li, Peter. R. Buseck, Kikuo Okada, Daizhou Zhang, Kouji Adachi, Yuji Fujitani, Hikari Shimadera, Daisuke Goto, Chizu Mitsui, Masashi Nojima, Naga Oshima, Hitoshi Matsui, Hiroshi Ishimoto, Atsushi Matsuki, Pradeep Khatri, Tomoki Nakayama, Shohei Mukai, Kenji Ohishi, Norihito Mayama, Tetsuo Sakamoto, Hiroaki Naoe, Yuji Zaizen, Hiroki Shiozuru, Taichu Y. Tanaka and Mizuo Kajino, 2013)

第 69 号 マグマ活動の定量的把握技術の開発とそれに基づく火山活動度判定の高度化に関する研究(地震火山研究部, 2013)

Development of Quantitative Detection Techniques of Magma Activity and Improvement of Evaluation of Volcanic Activity Level (Seismology and Volcanology Research Department, MRI, 2013)

第70号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震による津波高の現地調査報告(林豊,前田憲二,対馬弘晃,岡田正 實,木村一洋,岩切一宏,2013) Reports on Field Surveys of Tsunami Heights from the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (Yutaka Hayashi,

Reports on Field Surveys of Tsunami Heights from the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (Yutaka Hayashi, Kenji Maeda, Hiroaki Tsushima, Masami Okada, Kazuhiro Kimura and Kazuhiro Iwakiri, 2013)

第 71 号 気候研究のための気象研究所アンサンブル予測システムの概要とその応用(藪将吉,水田亮,吉村裕正,黒田 友二,向川均,2014) Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research - Outline and its applications

 - (Shoukichi Yabu, Ryo Mizuta, Hiromasa Yoshimura, Yuhji Kuroda, and Hitoshi Mukougawa, 2014)
第 72 号 日本各地域の繰り返し相似地震発生状況に関する研究(地震火山研究部,地震火山部,気象大学校,札幌管区 気象台,仙台管区気象台,大阪管区気象台,福岡管区気象台,沖縄気象台,2014)

Survey of moderate repeating earthquakes in Japan (Seismology and Volcanology Research Department of MRI, Seismology and Volcanology Department, Meteorological College, Sapporo Regional Headquarters, Sendai Regional Headquarters, Osaka Regional Headquarters, Fukuoka Regional Headquarters, and Okinawa Regional Headquarters, 2014)

- 第 73 号 気象研究所非静力学地域気候モデルによる日本付近の将来気候変化予測について(佐々木秀孝,村田昭彦,川 瀬宏明,花房瑞樹,野坂真也,大泉三津夫,水田亮,青栁曉典,志藤文武,石原幸司,2015) Projection of Future Climate Change around Japan by using MRI Non-hydrostatic Regional Climate Model (Hidetaka Sasaki, Akihiko Murata, Hiroaki Kawase, Mizuki Hanafusa, Masaya Nosaka, Mitsuo Oh'izumi, Ryou Mizuta, Toshinori Aoyagi, Fumitake Shido, and Koji Ishihara, 2015)
- 第74号 新型自己浮上式海底水圧計の開発(平田賢治,山崎明,対馬弘晃,2015)

Development of a new pop-up ocean-bottom pressure gauge (Kenji Hirata, Akira Yamazaki, and Hiroaki Tsushima, 2015)

第75号 2012年・2013年に日本に接近・上陸した台風の概要と特性(北畠尚子,小山亮,嶋田宇大,櫻木智明,沢田雅洋, 2015)

Summary and Characteristics of Approaching and Landfalling Tropical Cyclones in Japan in 2012 and 2013 (Naoko Kitabatake, Ryo Oyama, Udai Shimada, Tomoaki Sakuragi and Masahiro Sawada, 2015)

第76号 WMO福島第一原発事故に関する気象解析技術タスクチーム活動と気象研究所の大気拡散モデリング(斉藤和 雄,新堀敏基, R. Draxler, 原旅人,豊田英司,本田有機,永田和彦,藤田司,坂本雅巳,加藤輝之,梶野瑞王,関山 剛,田中泰宙,眞木貴史,寺田宏明,茅野政道,岩崎俊樹, M.C. Hort, S.J. Leadbetter, G. Wotawa, D. Arnold, C. Maurer, A. Malo, R. Servranckx, P. Chen, 2015)

Contribution of JMA to the WMO Technical Task Team on Meteorological Analyses for Fukushima Daiichi Nuclear Power Plant Accident and Relevant Atmospheric Transport Modelling at MRI(K. Saito, T. Shimbori, R. Draxler, T. Hara, E. Toyoda, Y. Honda, K. Nagata, T. Fujita, M. Sakamoto, T. Kato, M. Kajino, T.T. Sekiyama, T.Y. Tanaka, T. Maki, H. Terada, M. Chino, T. Iwasaki, M.C. Hort, S.J. Leadbetter, G. Wotawa, D. Arnold, C. Maurer, A. Malo, R. Servanekx and P. Chen, 2015)

- 第77号 海溝沿い巨大地震の地震像の即時的把握に関する研究(地震津波研究部, 2017) Research on rapid estimation of the parameters for large earthquakes along trenches (Seismology and Tsunami Research Department, 2017)
- 第78号 2013-2015 年西之島噴火のモニタリングに関する研究(高木朗充,長岡優,福井敬一,安藤忍,木村一洋,土山博 昭, 2017)

Studies on Monitoring of the 2013 – 2015 Nishinoshima Eruption (Akimichi Takagi, Yutaka Nagaoka, Keiichi Fukui, Shinobu Ando, Kazuhiro Kimura, and Hiroaki Tsuchiyama, 2017)

第79号 2012 年から 2016 年に実施された温室効果ガス観測に関する相互比較実験(iceGGO)(坪井一寛、中澤高清、松 枝秀和、町田敏暢、青木周司、森本真司、後藤大輔、下坂琢哉、加藤健次、青木伸行、渡邉卓朗、向井人史、遠 嶋康徳、勝又啓一、村山昌平、石戸谷重之、藤谷徳之助、小出寛、髙橋正臣、川崎照夫、滝沢厚詩、澤庸介, 2017) InterComparison Experiments for Greenhouse Gases Observation (iceGGO) in 2012–2016 (A K. Tsuboi, T. Nakazawa, H. Matsueda, T. Machida, S. Aoki, S. Morimoto, D. Goto, T. Shimosaka, K. Kato, N. Aoki, T. Watanabe, H. Mukai, Y. Tohjima, K. Katsumata, S. Murayama, S. Ishidoya, T. Fujitani, H. Koide, M. Takahashi, T. Kawasaki, A. Takizawa and Y. Sawa, 2017)

第80号 気象研究所共用海洋モデル第4版(MRI.COMv4)解説(辻野博之、中野英之、坂本圭、浦川昇吾、平原幹俊、石崎 廣、山中吾郎(気象研究所海洋・地球化学研究部), 2017) Reference Manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 4 (MRI.COMv4) (Hiroyuki Tsujino, Hideyuki Nakano, Kei Sakamoto, Shogo Urakawa, Mikitoshi Hirabara, Hiroshi Ishizaki, and Goro Yamanaka, (Oceanography and Geochemistry Research Department), 2017) 第81号 集中豪雨・大雨発生の必要条件の抽出・妥当性の確認と十分条件の抽出(津口裕茂(予報研究部)・大阪管区気 象台・彦根地方気象台・京都地方気象台・神戸地方気象台・奈良地方気象台・和歌山地方気象台・広島地方気象 台・岡山地方気象台・松江地方気象台・鳥取地方気象台・高松地方気象台・徳島地方気象台・松山地方気象台・ 高知地方気象台,2018)

Extraction and Validation of Necessary Conditions and Analysis of Sufficient Conditions for Causing Heavy Rainfall (Hiroshige TSUGUTI (Forecast Research Department), Osaka District Meteorological Observatory, Hikone Local Meteorological Observatory, Kyoto Local Meteorological Observatory, Kobe Local Meteorological Observatory, Nara Local Meteorological Observatory, Wakayama Local Meteorological Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Okayama Local Meteorological Observatory, Tottori Local Meteorological Observatory, Takamatsu Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory, Matsuyama Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory, Matsuyama Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory, Matsuyama Local Meteorological Observatory, Natsuyama Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory, Matsuyama Local Meteorological Observatory, 2018)

- 第82号 台風予報・解析技術高度化プロジェクトチームによる5日先台風強度予報ガイダンスの開発(山口宗彦、嶋田 宇大、沢田雅洋、入口武史(台風研究部)、大和田浩美(気象庁)),2019)
 Development of 5-day Typhoon Intensity Forecast Guidance by the Project Team for Improvement in Operational Typhoon Forecasts and Analysis (Munehiko Yamaguchi, Udai Shimada, Masahiro Sawada, Takeshi Iriguchi(Typhoon Research Department, Meteorological Research Institute), and Hiromi Owada(Japan Meteorological Agency), 2019)
- 第83号 日本沿岸海況監視予測システム 10 年再解析値(JPN Atlas 2020)(広瀬成章、坂本圭、碓氷典久、山中吾郎、高 野洋雄(全球大気海洋研究部)), 2020) The 10-year reanalysis dataset of an operational system for monitoring and forecasting coastal and open-ocean status around Japan (JPN Atlas 2020) (Nariaki Hirose, Kei Sakamoto, Norihisa Usui, Goro Yamanaka, and Nadao Kohno (Department of Atmosphere, Ocean and Earth System Modeling Research, Meteorological Research Institute), 2020)
- 第84号 気象庁移流拡散モデル設計書(新堀敏基、石井憲介(火山研究部),2021) Design of the Japan Meteorological Agency Atmospheric Transport Model(Toshiki Shimbori and Kensuke Ishii (Department of Volcanology Research, Meteorological Research Institute),2021))
- 第85号 旅客機搭載型の自動大気採取装置(ASE)の開発 —経緯と技術的要件—(松枝秀和(気象研究所気候・環境研 究部)、近藤直人(ジャムコ社)、工藤明宏(日本アンス社)、坪井一寛(気象研究所気候・環境研究部)、2021) Development of Automatic air Sampling Equipment (ASE) for passenger aircraft - Backgrounds and Techniques – (Hidekazu Matsueda(Department of Climate and Geochemistry Research, Meteorological Research Institute), Naoto Kondo(JAMCO), Akihiro Kudo(JANS), Kazuhiro Tsuboi(Department of Climate and Geochemistry Research, Meteorological Research Institute),2021)

気 象 研 究 所

1946 (昭和21) 年 設 立

所	長	:	小	泉		耕
研究総務	官	:	石	井	雅	男
研究調整	官	:	永	戸	久	喜

全	球 大	気 海	洋研究	部	部 長	:	Щ	中	吾	郎
気	象 于	→ 報	研 究	部	部 長	:	Щ	田	雄	_
気	象観	見 測	研究	部	部 長	:	瀬	古		弘
台	風・災	え 害 気	象研究	部	部 長	:	清	野	直	子
気	候・	環境	〒 研 究	部	部 長	:	須	田		人
地	震泪	書 波	研究	部	部 長	:	干	場	充	之
火	山	研	究	部	部 長	:	吉	田	康	宏
応	用复	〔 象	研 究	部	部 長	:	加	藤	輝	之

気象研究所技術報告

編集委員長:吉田康宏

編集委員	:	碓	氷	典	久	水野吉	〒 規	石	田	春	磨
		梅	原	章	仁	高 薮	出	対	馬	弘	晃
		佐	藤	英	_	佐々木 秀	秀 孝				
事 務 局	:	川	添	安	之	古 市	豊				

気象研究所技術報告は、1978(昭和53)年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、 気象研究所の研究計画に基づき実施した研究に関する手法、データ、結果等についてのまとめ、または、 すでに公表した研究論文類をとりまとめ総合的報告としたものを掲載する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出 所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製、転載、 翻訳、あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教 育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気 象	研究所技術報告 ISSN 2189-8871 第86号							
令和4年3月 発行								
編 集 兼 発 行 者	気象研究所							
〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1 TEL(029)853-8535								