

# 港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE  
OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

**No.1228**      March 2011

2010年チリ地震津波の波源推定と数値計算

辰巳 大介  
富田 孝史

独立行政法人 港湾空港技術研究所  
Independent Administrative Institution,  
Port and Airport Research Institute, Japan

## 目 次

要 旨 .....	3
1. 序論 .....	4
1.1 研究の背景と目的 .....	4
1.2 先行研究と本研究の独自性 .....	4
1.3 論文の構成 .....	4
2. 序論 .....	4
2.1 計算モデル .....	4
2.2 計算条件 .....	4
3. 津波観測波形の整理 .....	6
3.1 GPS波浪計 .....	8
3.2 DARTブイ .....	8
3.3 チリ沿岸の検潮所 .....	8
4. 地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた数値計算 .....	11
4.1 地震波の解析結果に基づく津波波源 .....	11
4.2 津波数値計算結果 .....	12
5. 津波観測波形から津波波源を推定する手法 .....	19
5.1 インバージョン手法 .....	19
5.2 単位津波の作成方法 .....	19
5.3 解析条件 .....	20
5.4 精度の評価手法 .....	21
6. 津波波源の推定結果 .....	21
6.1 観測時間の長さと同先験情報の重み付け係数の最適値 .....	21
6.2 推定した津波波源の評価 .....	21
7. 津波観測波形から推定した津波波源に基づく数値計算 .....	25
7.1 津波伝播のスナップショットとエッジ波 .....	25
7.2 最大津波高 .....	28
8. 結論 .....	28
謝辞 .....	28
参考文献 .....	28

# Estimation of Tsunami Source and Numerical Simulation for 2010 Chilean Tsunami

**Daisuke TATSUMI\***  
**Takashi TOMITA\*\***

## Synopsis

The present study aims to estimate the tsunami source of 2010 Chilean Tsunami by the tsunami waveform inversion. The tsunami profiles observed at GPS Buoys, DART Buoys, and the tidal stations along Chilean coast are inputted into the inversion method. The main results of the tsunami waveform inversion are described as follows:

- 1) The numerical simulation results based on the tsunami sources estimated by the seismic waveform inversion show that the calculated tsunamis arrive at GPS Buoys, DART Buoys, and the tidal stations at the north of the epicenter earlier than the observed tsunami. On the contrary, the calculated tsunamis arrive at the tidal stations at the south of the epicenter later.
- 2) The tsunami source estimated by the tsunami waveform inversion is located closer to the South American continent and expanded more southward than that by the seismic waveform inversion. The numerical simulation results based on the tsunami source estimated by the tsunami waveform inversion show good agreements with the observed tsunami profiles.

Moreover, the tsunami numerical simulation using the estimated tsunami source and STOC (Storm surge and Tsunami Simulator in Oceans and Coastal Areas) is conducted. As for the propagation characteristics of 2010 Chilean Tsunami, the numerical simulation results indicate that the tsunami height is large in the area directed perpendicular to the fault line. In addition, edge waves are generated along the Pacific coast of Japan from two to three hours after the tsunami arrival.

**Key Words:** 2010 Chilean Tsunami, tsunami source, inversion method, STOC, GPS Buoy

---

\* Researcher, Asia-Pacific Center for Coastal Disaster Research

\*\* Research Director, Asia-Pacific Center for Coastal Disaster Research  
Port and Airport Research Institute, 3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826, Japan  
Phone: +81-46-844-5052 Fax: +81-46-844-1274 e-mail: tatsumi@pari.go.jp

# 2010年チリ地震津波の波源推定と数値計算

辰巳 大介\*  
富田 孝史\*\*

## 要 旨

本研究は、インバージョン手法を用いて2010年チリ地震津波の津波波源を推定することを目的とする。インバージョン手法には、GPS波浪計、DARTブイ、チリ沿岸の検潮所における津波観測波形を入力した。本研究で明らかにされたことは、次の2点である。

- 1) 地震波の解析から推定された震源メカニズムに基づく津波波源では、断層が1枚でも複数枚の場合でも、観測記録と比較して計算結果の津波到達時刻が、GPS波浪計やDARTブイにおいて早かった。また計算結果は、震央の北側の検潮所で早く、震央の南側の検潮所で遅く到達した。
- 2) インバージョン手法で推定された津波波源は、地震波の解析結果よりも陸側および南側に寄り、観測結果と計算結果の一致度が向上した。

津波観測波形から推定した津波波源を用いてSTOC（高潮津波シミュレーター）による津波数値計算を実施した結果、2010年チリ地震津波の伝播特性として、断層の長軸方向に直行する方向で津波が高いこと、日本沿岸では津波到達から2～3時間以上経過するとエッジ波が発生することが示唆された。

キーワード：2010年チリ地震津波，波源推定，インバージョン手法，STOC，GPS波浪計

---

\* アジア・太平洋沿岸防災研究センター研究官

\*\* アジア・太平洋沿岸防災研究センター上席研究官

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所  
電話：046-844-5052 Fax：046-844-1274 e-mail: tatsumi@pari.go.jp

## 1. 序論

### 1.1 研究の背景と目的

2010年2月27日6時34分（世界標準時）、チリ中部の太平洋沿岸でマグニチュード8.8の地震が発生した。この地震と地震に伴う津波により、死者行方不明者が500名を越える大きな被害が生じた。津波はチリだけではなく、太平洋沿岸諸国に広く伝播し、日本でも岩手県久慈と高知県須崎で1.2mの高さの津波が観測された。

2010年チリ地震津波に関しては、既に河合ら（2010）がGPS波浪計の津波観測結果をとりまとめ、また高橋ら（2010）が現地調査結果を報告している。

本研究は、津波観測波形からインバージョン手法（小池，2002）を用いて2010年チリ地震津波の波源（初期水位分布）を推定することと、推定した波源に基づいて数値計算を行い、津波伝播の特性を明らかにすることを目的とする。

実際に観測された津波を再現できる初期水位分布は、海岸構造物の被災メカニズムや船舶・コンテナの漂流実態を数値計算で検討するために不可欠な情報である。初期水位分布が正確でなければ、海岸構造物の被災や船舶・コンテナの漂流の数値計算が妥当であるか否かを判断できないからである。

また、今回の地震津波や1960年チリ地震津波から明らかとなり、チリ沿岸で発生した津波が日本に被害を及ぼす可能性は十分にある。津波波源を推定し、津波伝播の特性を明らかにすることは、遠地津波に対するわが国の防災施策を企画・立案する上でも有益である。

### 1.2 先行研究と本研究の独自性

2010年チリ地震津波の津波数値計算は、著者らをはじめ、国内外の様々な研究者が既に実施している（辰巳・富田，2010；加藤ら，2010）。しかし、第6回「津波予測技術に関する勉強会」（気象庁，ホームページ）で指摘されたとおり、計算結果は実現象よりも早い時間にGPS波浪計へ到達する、という共通の課題が見られる。2010年チリ地震津波の観測結果を精度良く再現できる津波数値計算は、いまだ存在していない。

計算結果と観測結果に差異を生じさせる要因は色々と考えられるが、数値計算の初期条件となる津波波源の検討が特に不十分である。地震波の解析から震源メカニズムを解明する試みが数多くなされているため、津波数値計算の先行研究の大半は、地震波の解析結果に基づく津波波源を採用している。津波観測波形の解析から津波波源を推定し、推定された津波波源を用いて津波数値計算

を実施した先行研究は、谷岡・Gusman（2010）など少数にとどまる。谷岡・Gusman（2010）は、DARTブイで観測された津波波形のみを使用しており、GPS波浪計やチリ沿岸の検潮所における津波観測波形は考慮されていない。

本研究は、GPS波浪計・DARTブイ・チリ沿岸の検潮所の津波観測波形を幅広く使用して津波波源を推定する点、また、津波観測波形から推定した津波波源に基づく津波数値計算を行い、広域・狭域の津波伝播特性を解析する点に独自性がある。

### 1.3 論文の構成

序論の後、津波数値計算の手法と津波観測波形の処理方法を説明し、地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた津波数値計算の問題点を整理する。それから、津波観測波形からインバージョン手法を用いて津波波源を推定する手法を説明し、津波波源の推定結果を示す。最後に、推定された津波波源を用いた津波数値計算の結果を紹介し、結論を述べる。

## 2. 津波数値計算の手法

### 2.1 計算モデル

本研究で使用した計算モデルは、STOC（高潮津波シミュレーター）である（富田・柿沼，2005）。STOCの支配方程式は3次元レイノルズ方程式であり、3次元的海水流動を再現することが可能である。しかし本研究では、太平洋全域という広域を計算対象としていること、また、比較的粗い空間格子サイズを用いているため、海岸構造物や汀線近傍の3次元的海水流動は考慮していないことから、静水圧近似を仮定したSTOCの多層モデル「ML」を用いた。鉛直方向の分割数は1とし、単層で数値計算を行った。

なお、本研究の計算対象は太平洋全域であるため、コリオリの力が無視できず、直交座標系を適用できない地域もあるが、STOC-MLは、コリオリの力を考慮し、球面座標系を使用することが可能である。

### 2.2 計算条件

計算の目的に応じて、3種類の計算条件（計算領域・空間格子サイズ・時間ステップ）を用意した。

第1の計算条件は、太平洋を伝播する津波の再現を目的としたものである。計算領域は、東西方向に東経120度から西経69度まで、南北方向に南緯60度から北緯60度までとし、空間格子サイズは5分（約9km）である。したがって、格子数は2052個×1440個である。時間ステップはCFL

条件から15秒に定め、計算領域内に津波が十分伝播するよう、地震発生から36時間後までを再現対象とした。広域の津波伝播に主眼を置くため空間格子サイズが粗く、沿岸や陸上の複雑な地形は考慮されないことから、海岸線で完全反射を仮定して遡上計算は行わず、沿岸に到達する津波の再現に焦点を絞った。

第2の計算条件は、チリ沿岸に伝播する津波の再現を目的としたものである。計算領域は、東西方向に西経81度から西経70度まで、南北方向に南緯41度から南緯25度までとし、空間格子サイズは1分（約1.8km）である。したがって、格子数は660個×960個である。時間ステップはCFL条件から4秒に定め、計算領域内に津波が十分伝播するよう、地震発生から5時間後までを再現対象とした。1分の空間格子サイズは、チリ沿岸に伝播する津波の特性を把握する上では問題ないが、沿岸や陸上の複雑な地形までは再現できない。したがって、海岸線で完全反射を仮定して遡上計算は行わず、沿岸に到達する津波の再現に焦点を絞った。

第3の計算条件は、チリ沿岸に伝播し遡上する津波の再現を目的としたものである。計算領域は第2の計算条件よりも少し狭く、東西方向に西経80度から西経70度まで、南北方向に南緯41度から南緯31度までとし、空間格子サイズは15秒（約450m）である。したがって、格子数は2400個×2400個である。時間ステップはCFL条件から1秒に定め、計算領域内に津波が十分伝播するよう、地震発生から5時間後までを再現対象とした。第1や第2の計算条件と異なり、遡上計算まで行う。

第1と第2の計算条件で使用する水深データには、全球を1分の格子間隔でカバーするBODC（2003）を用いた。また、第3の計算条件で使用する水深・標高データには、全球を30秒の格子間隔でカバーするBODC（ホームページ）を補間して用いた。

第1の計算条件で使用した計算領域と水深分布を図-2.1に、第2の計算条件で使用した計算領域と水深分布を図-2.2に、それぞれ示す。

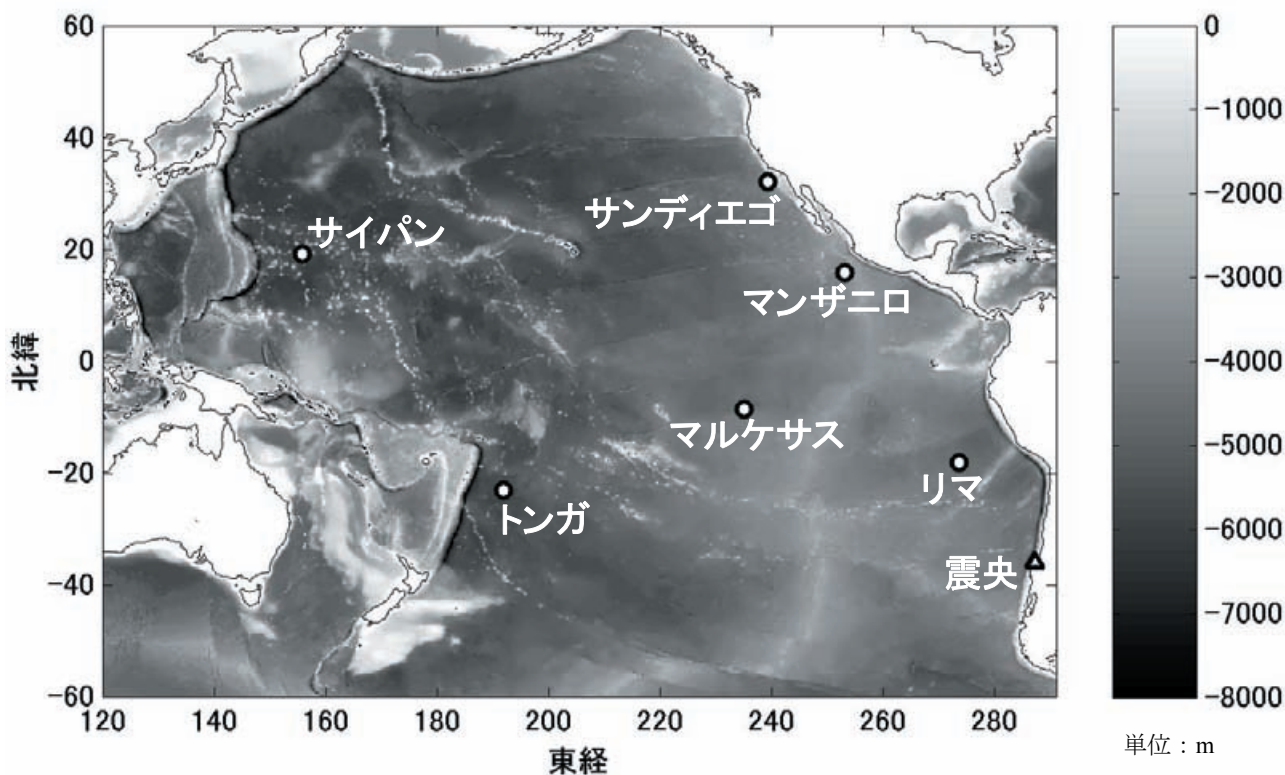


図-2.1 第1の計算条件の計算領域と水深分布。白抜き丸印はDARTブイの設置位置。

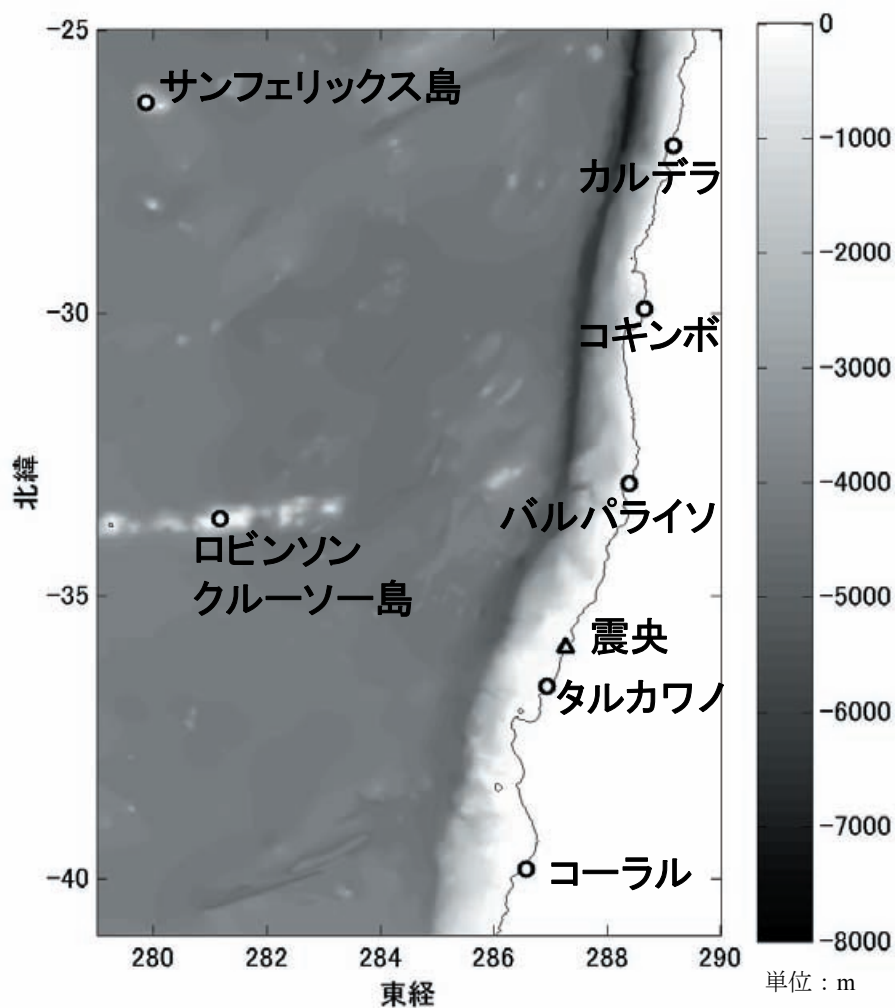


図-2.2 第2の計算条件の計算領域と水深分布. 白抜き丸印は検潮所の位置.

### 3. 津波観測波形の整理

第5章で説明するとおり、津波観測波形からインバージョン手法を用いて津波波源を推定するためには、津波の線形性が必要条件である。すなわち、浅海域に位置し津波の非線形性が無視できない、沿岸の検潮所における観測波形は、インバージョン手法で利用できない。したがって本研究では、水深が50m以上の比較的深い海域に位置し、津波の非線形性を無視できる、GPS波浪計とDARTブイの観測波形を利用した。また、海岸線から離れたGPS波浪計やDARTブイの観測波形の第1波は、浅海域の複雑な地形による津波の変形の影響を受けておらず、比較的粗い空間格子サイズを用いた数値計算でも精度良く再現

できるという利点を有する。

しかし、図-2.1から明らかなおおり、日本近海のGPS波浪計やDARTブイは震央から離れており、これらの観測波形のみを用いて津波波源を推定するのは適当ではない。そこで、チリ沿岸の検潮所の観測波形を、後述する前処理によって非線形性を無視できる比較的深い海域の津波波形に変換した上で、使用した。

本研究で使用した津波観測地点の一覧は、表-3.1のとおりである。また、GPS波浪計の位置を図-3.1に、DARTブイの位置を図-2.1に、チリ沿岸の検潮所の位置を図-2.2にそれぞれ図示した。

表-3.1 津波観測地点の一覧. チリ沿岸検潮所の水深は, 海図から読み取った値. DARTブイの水深は, 数値計算に使用した水深データから読み取った値.

	略号	名称	緯度	経度	水深
チリ沿岸検潮所	t01	カルデラ	S 27° 04'	W 70° 50'	6.8m
	t02	コキンボ	S 29° 56'	W 71° 21'	9.0m
	t03	バルパライソ	S 33° 02'	W 71° 38'	44.6m
	t04	タルカワノ	S 36° 41'	W 73° 06'	22.0m
	t05	コーラル	S 39° 52'	W 73° 26'	11.9m
	t06	サンフェリックス島	S 26.258°	W 80.124°	11.4m
	t07	ロビンソンクルーソー島	S 33° 37'	W 78° 50'	11.2m
DARTブイ	d01	32412, リマ沖	S 18.0°	W 86.4°	4432.3m
	d02	43412, マンザニロ沖	N 16.0°	W 107.0°	3451.3m
	d03	46412, サンディエゴ沖	N 32.2°	W 120.7°	3832.3m
	d04	51406, マルケサス沖	S 8.5°	W 125.0°	4436.0m
	d05	51426, トンガ沖	S 23.0°	W 168.1°	5661.0m
	d06	52401, サイパン沖	N 19.3°	E 155.8°	5651.3m
GPS波浪計	g01	青森南東沖	N 40° 38' 00"	E 141° 45' 00"	87m
	g02	岩手北部沖	N 40° 07' 00"	E 142° 04' 00"	125m
	g03	岩手中部沖	N 39° 37' 38"	E 142° 11' 12"	200m
	g04	岩手南部沖	N 39° 15' 31"	E 142° 05' 49"	204m
	g05	宮城北部沖	N 38° 51' 28"	E 141° 53' 40"	160m
	g06	宮城中部沖	N 38° 13' 57"	E 141° 41' 01"	144m
	g07	福島県沖	N 36° 38' 17"	E 141° 11' 08"	137m
	g08	静岡御前崎沖	N 34° 24' 12"	E 138° 16' 30"	120m
	g09	三重尾鷲沖	N 33° 54' 08"	E 136° 15' 34"	210m
	g10	和歌山南西沖	N 33° 38' 32"	E 135° 09' 24"	201m
	g11	高知西部沖	N 32° 37' 52"	E 133° 09' 21"	309m

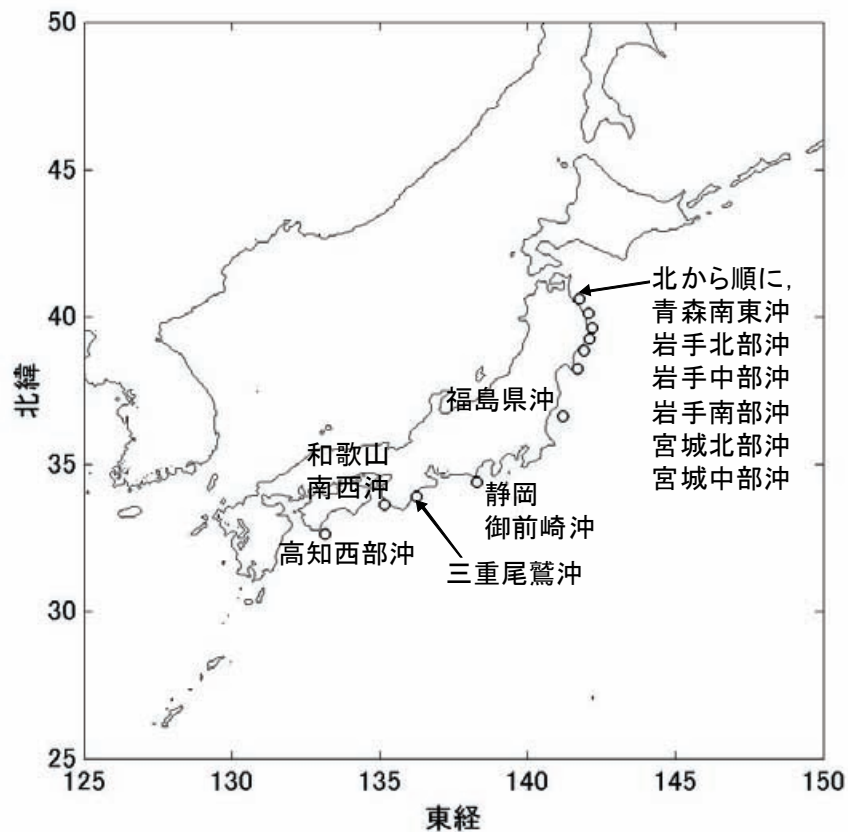


図-3.1 GPS波浪計の配置図



### 3.1 GPS波浪計

地震発生時には、東北から四国の太平洋沿岸に計11基のGPS波浪計が設置されており、図-3.1に示す11基全てが津波の観測に成功した(河合ら, 2010)。

本研究ではインバージョン手法の入力データおよび数値計算結果の検証データとして、11基が観測した津波波形を全て使用した。津波観測波形は、国土交通省港湾局・(独)港湾空港技術研究所海象情報研究チームから、天文潮汐を除去した5秒間隔の水位変動の時系列データとして提供していただいた。

### 3.2 DARTブイ

DARTブイ (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) は、海底設置式の水圧計と、水圧計の計測結果を衛星通信で陸上基地局へ送信するブイで構成される津波観測装置である。NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, 米国海洋大気庁) が管理・運営する。水深数1000mでも設置可能であり、米国本土の周辺海域に限らず、太平洋の周縁の沈み込み帯に幅広く設置されている。PTWC (Pacific Tsunami Warning Center, ホームページ) によると、2010年チリ地震津波は、図-2.1に示す計6基のDARTブイで観測された。

本研究ではインバージョン手法の入力データおよび数値計算結果の検証データとして、6基が観測した津波波形を全て使用した。津波観測波形は、NDBC (National Data Buoy Center, ホームページ) から1分間隔の水位変動の時系列データを入手した。入手した水位変動データは天文潮汐成分を含むため、Matsumotoら (2000) を用いて天文潮汐を除去した。

### 3.3 チリ沿岸の検潮所

WCATWC (West Coast / Alaska Tsunami Warning Center, ホームページ) によると、チリ沿岸の12の検潮所で津波が観測された。震央に近い海域には、図-2.2のとおり7ヶ所の検潮所がある。しかし、ロビンソンクルーソー島の検潮記録は、津波が到達する前から海水面が数cm程度の振動を示しており、また津波が到達した直後から観測不能となっていたため、本研究では使用しなかった。したがって、本研究ではロビンソンクルーソー島を除く、震央近くの6ヶ所の検潮記録を使用した。ただし、後述するとおり、タルカワノの検潮記録はインバージョン手法の入力データとしては使用せず、数値計算結果の検証データとしてのみ使用した。

津波観測波形は、WCATWC (ホームページ) から2分間隔の水位変動の時系列データを入手した。入手した水

位変動データは天文潮汐成分を含むため、WXTide32 (ホームページ) を用いて天文潮汐を除去した。

なお、津波の線形性を仮定するインバージョン手法では、非線形性を無視できない検潮所の観測波形をそのまま使用することはできない。さらに、本研究で使用する空間格子サイズは最小でも15秒(約450m)であり、検潮所近傍の複雑な地形や海岸構造物を再現できない。したがって、検潮所で観測された津波波形から、比較的水深の深い港外の津波波形へ変換する必要がある。水深が50mより深い港外の観測波形ならば、インバージョン手法に入力できるし、比較的粗い空間格子サイズを用いた数値計算でも再現可能である。

検潮所の観測結果ら港外の津波波形を推定する手法には、1次元の特性曲線法を用いた (Aida, 1972)。特性曲線法とは、線形長波の運動方程式 (1) と連続式 (2) が、式 (3) に変形できることを利用し、式 (4) のとおり特性曲線上である物理量が保存されることに着目した手法である。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + ghb \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$b \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} \pm c \frac{\partial}{\partial x} \right) \left( \frac{Q}{bc} \pm \eta \right) = 0 \quad (3)$$

$$x = \pm ct \text{ では, } \frac{Q}{bc} \pm \eta = 0 \quad (4)$$

ただし、式 (3) と式 (4) は複合同順とし、 $t$  は時間変数、 $x$  は空間変数を表す。 $b$ : 水路幅 (m)、 $c$ : 波速 (m/s)、 $\eta$ : 水位変動 (m)、 $h$ : 水深 (m)、 $g$ : 重力加速度 (m/s<sup>2</sup>)、 $Q$ : 線流量 (m<sup>2</sup>/s)、である。

式 (4) から分かるとおり、ある1地点における $\eta$ が与えられれば、特性曲線上のその他の地点における $Q$ と $\eta$ を逐次計算することが可能である。

Aida (1972) では、検潮所を含む港湾を1次元の水路であると仮定する。本研究でも、縮尺1/10,000から1/50,000までの海図を読み取り、検潮所を含む港湾を1次元の水路として模擬した。また、模擬した水路を適当な区間に分割して、各区間の水深と水路幅を海図から読み取った。

1次元の特性曲線法は、港湾を1次元の水路で模擬する

など大胆な仮定をしている。しかし、適切な水路を設定することにより、例えば大船渡湾において、湾内の観測波形から湾外の観測波形を推定できることが実証されている (Aida, 1972)。また、水深と水路幅の変化のみを用いて津波高の増減を推定するグリーンの法則に対して、1次元の特性曲線法は、位相差や反射波まで考慮できるという長所を有す。

図-3.2に、チリ沿岸の7つの検潮所で観測された津波波形と、この津波波形から特性曲線法で推定した港外の津波波形を示す。横軸の時間軸は世界標準時であり、6時34分に地震が発生した。また表-3.2は、津波波形を推定した港外の地点の水深と沿岸の検潮所からの距離を示す。

タルカワノやコーラルは、検潮所が湾奥に位置するため、港外の津波波形は、検潮所の津波波形よりも振幅が

小さく、津波到達時刻が早い。一方、海図で読み取れる限り、検潮所の位置する港内と港外の水深差が小さい場所や水深が急激に変化し反射波が卓越する場所では、港内と港外の津波波形に大きな違いは見られなかった。

なお、タルカワノの検潮記録では、7時30分以降異常な数値が観測されているため、7時30分以降の観測値は使用しない。

以下本論文では、特に断りのない限り、チリ沿岸の津波観測波形とは、特性曲線法で推定された港外の津波波形を指し示すものとする。

表-3.2 津波波形を推定した港外の地点の水深と沿岸の検潮所からの距離

港外の地点の名称	水深	沿岸の検潮所からの距離
カルデラ (t01)	84.9m	3285m
コキンボ (t02)	42.0m	772m
バルバライソ (t03)	62.8m	1332m
タルカワノ (t04)	51.2m	11017m
コーラル (t05)	29.7m	4662m
サンフェリックス島 (t06)	20.7m	307m

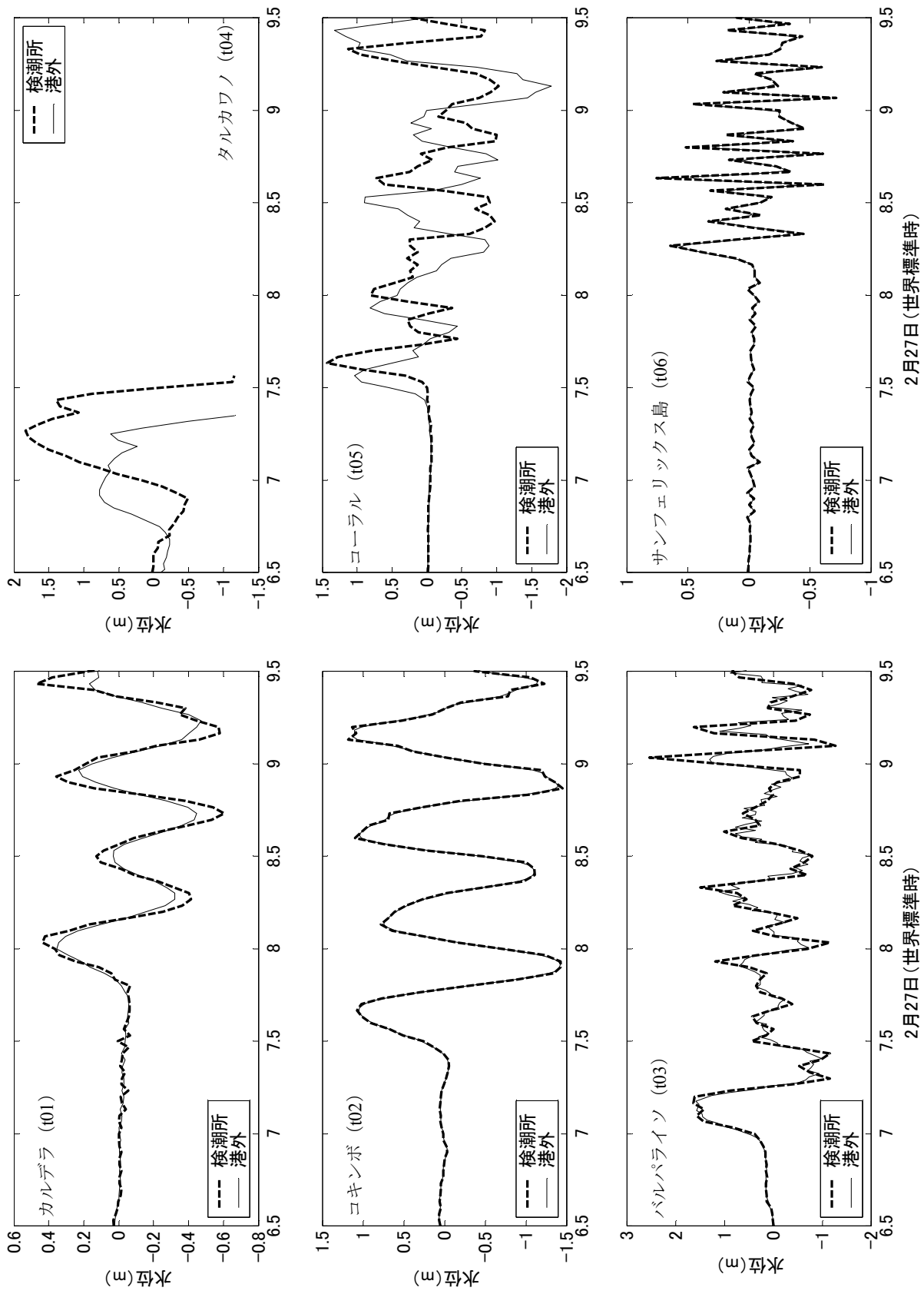


図-3.2 チリ沿岸の検潮所の津波観測波形と特性曲線法により推定された港外の津波波形

#### 4. 地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた数値計算

津波観測波形からインバージョン手法を用いて津波波源を推定する前に、まず地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた数値計算の問題点を整理する。

##### 4.1 地震波の解析結果に基づく津波波源

地震波の解析により、震源メカニズムの解明が進められている（名古屋大学地震火山・防災研究センター、ホームページ；Tectonics Observatory, California Institute of Technology, ホームページ）。震源メカニズムとは、地震で動いた断層面の位置・大きさ・すべり量などのことであり、断層パラメータとして整理することが可能である。震源メカニズム・断層パラメータが分かると、Mansinha and Smylie (1971) などの手法により地殻変動の鉛直成分が計算され、津波波源（初期水位分布）が求まる。

2010年チリ地震津波の数値計算の先行研究の多くは、地震波の解析で推定された震源メカニズムに基づいて津波波源を計算し、津波数値計算の初期条件としている（加藤ら, 2010）。

本研究でも、地震波の解析結果に基づいて2種類の断層パラメータ（表-4.1）を推定し、Mansinha and Smylie (1971) の手法によって津波波源を計算した。

断層モデル1は、名古屋大学地震火山・防災研究センター（ホームページ）が解析した震源メカニズムに基づくものであり、断層は1枚であると仮定した。

一方、断層モデル2は、Tectonics Observatory, California Institute of Technology（ホームページ）が解析した震源メカニズムに基づくものであり、断層は228枚の小断層から構成されている。

地震のエネルギーを示す地震モーメントは、断層面の面積・すべり量・海底地殻の剛性率の積である。本研究では、すべり量を調整して、断層モデル1と断層モデル2の地震モーメントが同程度になるよう調整した。

また、断層面の面積が同じであれば、同じ地震モーメントでも、剛性率が大きいほどすべり量は小さくなる。今回の地震が発生した海域の海底地殻の剛性率は、Kanamori and Cipar (1974) では70GPa、気象庁（ホームページ2）では30～40GPaとなっており、取り得る値に幅がある。剛性率を35GPaと70GPaに変えて津波数値計算を実施した結果、剛性率が70GPaではすべり量が小さく、GPS波浪計やDARTブイにおける計算結果の津波の振幅は観測結果よりも過小となった（辰巳・富田, 2010）。そこでここでは、剛性率を35GPaと見積もった。

表-4.1 地震波の解析結果に基づく断層パラメータ

	断層モデル1	断層モデル2
地震発生時刻	2010年2月27日6時34分（世界標準時）	
震源位置	S 35.846° W 72.719° 深さ35km	
断層面基準点	S 36.909° W 74.060° 深さ4.63km	S 37.805° W 74.411° 深さ9.76km
走向	18度	18度
傾斜角	20度	18度
すべり角	105度	小断層で異なる
断層長さ、幅	420km×120km	長さ 570km を 30kmごとに分割 幅 180km を 12km ごとに分割
すべり量	9.92m	小断層で異なる
地震モーメント	$1.75 \times 10^{22}$ Nm	$2.0 \times 10^{22}$ Nm
モーメントマグニチュード	8.76	8.80

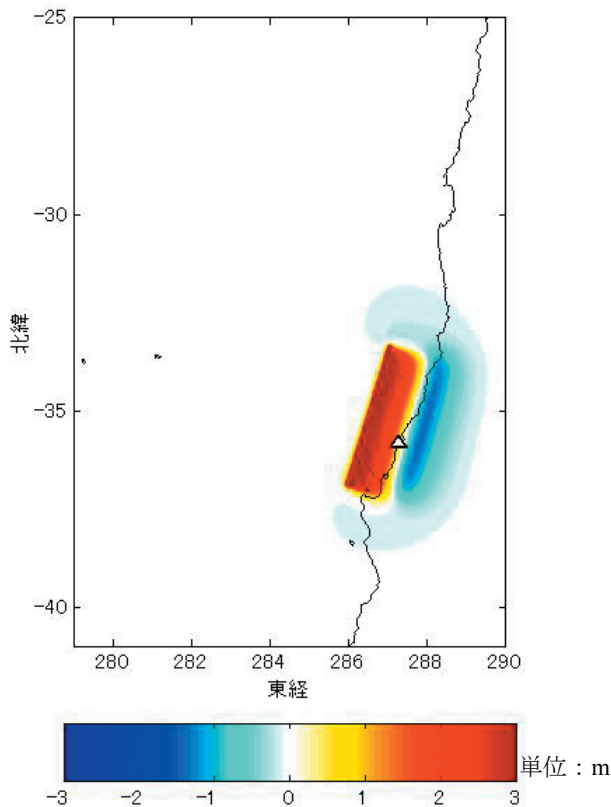


図-4.1 断層モデル1による地殻変動量. 三角印が震央.

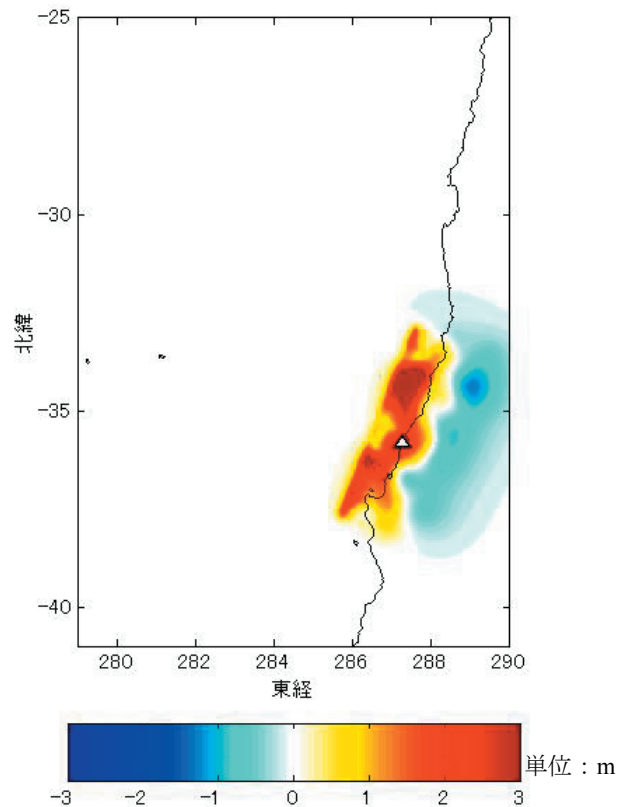


図-4.2 断層モデル2による地殻変動量. 三角印が震央.

断層モデル1と2で計算された地殻変動量を、それぞれ図-4.1と図-4.2に示す。海域の地殻変動量が、初期水位分布（津波波源）に相当する。

今回の地震は、ナスカプレートが南米プレートの下側に潜り込む沈み込み帯で発生した逆断層型の地震であり、海側（西側）で隆起、大陸側（東側）で沈降する。2つの断層モデルの間で大まかな隆起・沈降のパターンは似ているが、多数の小断層を考慮しているため、断層モデル2の方が複雑な凹凸を持つ津波波源である。震央の北側と南側の2箇所に隆起のピークが見られる。また、断層モデル1では、震央の北側の海岸線が沈降するのに対し、断層モデル2では、震央の北側の海岸線が隆起する、という違いがある。

## 4.2 津波数値計算結果

### (1) 数値計算結果の整理方法

断層モデル1と2のそれぞれについて、第1の計算条件を用いて太平洋全域の津波伝播の数値計算を行い、GPS波浪計とDARTブイにおける津波波形を出力した。また、第2の計算条件を用いてチリ沿岸の津波伝播の数値計算を行い、チリ沿岸の検潮所の港外における津波波形を出力し

た。

GPS波浪計・DARTブイ・チリ沿岸の検潮所の港外における津波波形は、比較的粗い空間格子サイズを用いた津波数値計算でも再現可能と考えられる。しかし、津波到達から長時間経過すると陸からの反射波の影響が無視できなくなり、第1や第2の計算条件では沿岸付近の複雑な地形を考慮していないため、津波数値計算の再現性が低下する。そこで、津波到達時刻（図-4.3）、第1波最大値の発生時刻（図-4.4）、第1波の高さ（図-4.5）、津波到達時刻から2時間以内の最大波の高さ（図-4.6）の4つの指標に着目して、計算結果と観測値の比較を行った。

図-4.3および図-4.4では、計算結果から観測値を引いた時間差を図示しており、負の値は計算結果の方が観測値よりも早い時間に到達・発生していることを示す。一方、図-4.5および図-4.6では、観測値に対する、計算結果と観測値の差の百分率を図示しており、負の値は計算結果の方が観測値よりも小さいことを示す。

図-4.3～4.6の横軸は観測地点の名称を表し、略号は表-3.1のとおりである。数字の前のアルファベットは、「t」がチリ沿岸の検潮所の港外、「d」がDARTブイ、「g」がGPS波浪計をそれぞれ表す。また、凡例の「Call」は断層

モデル1の計算結果、「Cal2」は断層モデル2の計算結果を、それぞれ指し示す。「Inv」は津波観測波形からインバージョン手法を用いて推定した津波波源に基づく計算結果であり、本章では言及せず第6章で説明する。

図-4.7~4.9には、チリ沿岸の検潮所の港外・DARTブイ・GPS波浪計の合計23地点における津波波形の計算結果と観測値を図示した。視覚的理解を助ける目的で、津波観測波形に関しては、津波到達前の水位変動を0に修正して掲載している。またグラフの横軸は、2月27日0時を起点とする世界標準時で統一した。例えば29時は、世界標準時で2月28日5時を指し示し、世界標準時より9時間早い日本標準時では、2月28日14時となる。

タルカワノ (t04) の検潮記録は、7時30分 (世界標準時) 以降に異常な数値を観測しており、津波到達から2時間以内の最大波を正確に抽出することは困難である。また津

波波形の計算結果が、地震発生時に1~2mの瞬間的な上昇を示している (図-4.7)。今回使用した第1や第2の計算条件では、遡上計算を行わず陸域の隆起・沈降を考慮していないため、海域の初期水位分布がそのまま津波波形として出力される。しかし実際は、海域が隆起する時は、海域に隣接する陸域も同程度隆起し、陸域と海域の相対的な水位差は小さいと考えられる。検潮所における津波観測波形は、陸域から計測した相対的な水位差であるから、タルカワノのように陸域の地殻変動量が大きな地点において、陸域の地殻変動量を考慮しない計算結果と観測値を単純に比較することは適切ではない。

したがって、タルカワノでは津波到達時刻・第1波最大値の発生時刻・第1波の高さ・津波到達から2時間以内の最大波の高さの検討は行わず、図-4.3~4.6にデータを記載しなかった。

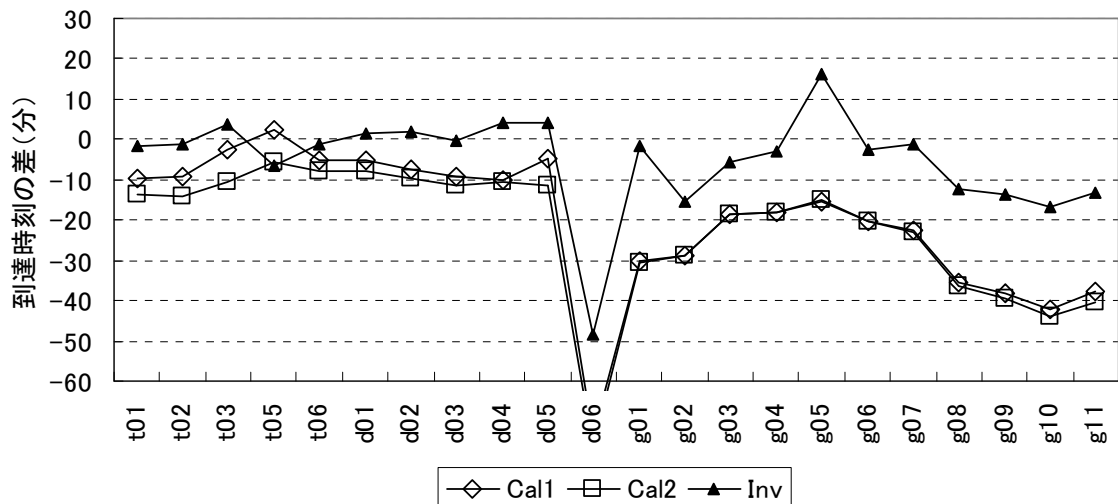


図-4.3 計算結果と観測値の津波到達時刻の差

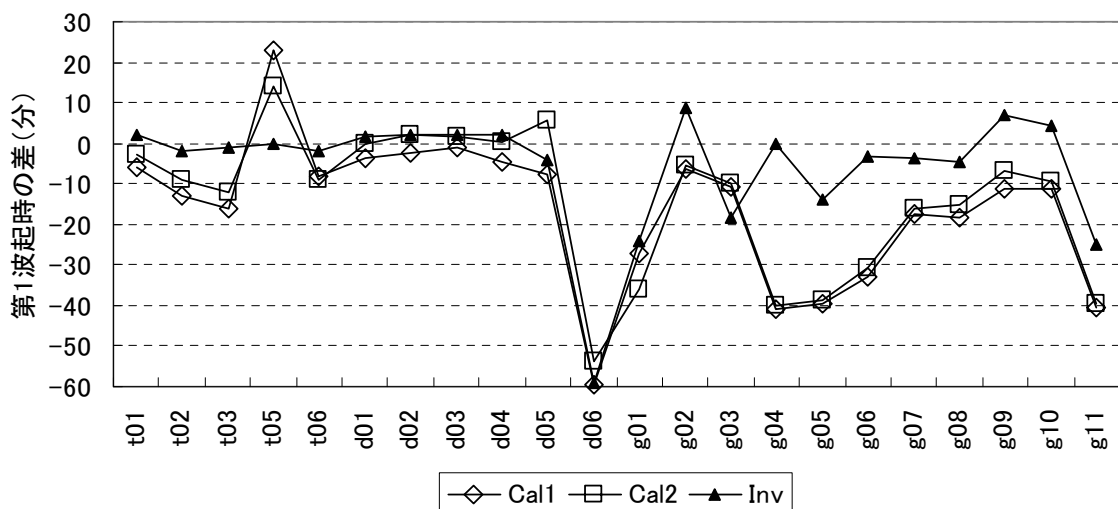


図-4.4 計算結果と観測値の第1波最大値の発生時刻の差

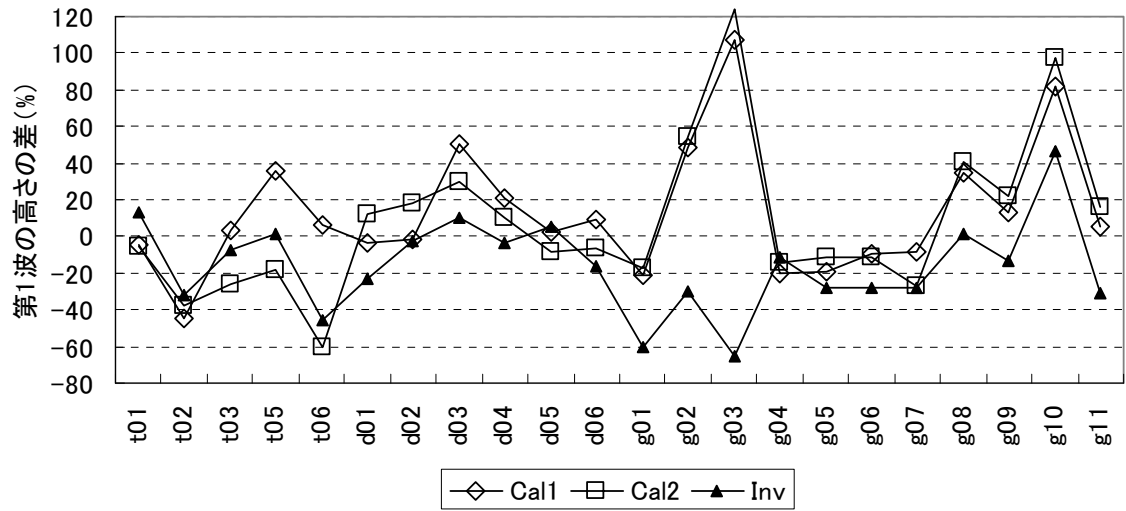


図-4.5 計算結果と観測値の第1波の高さの差

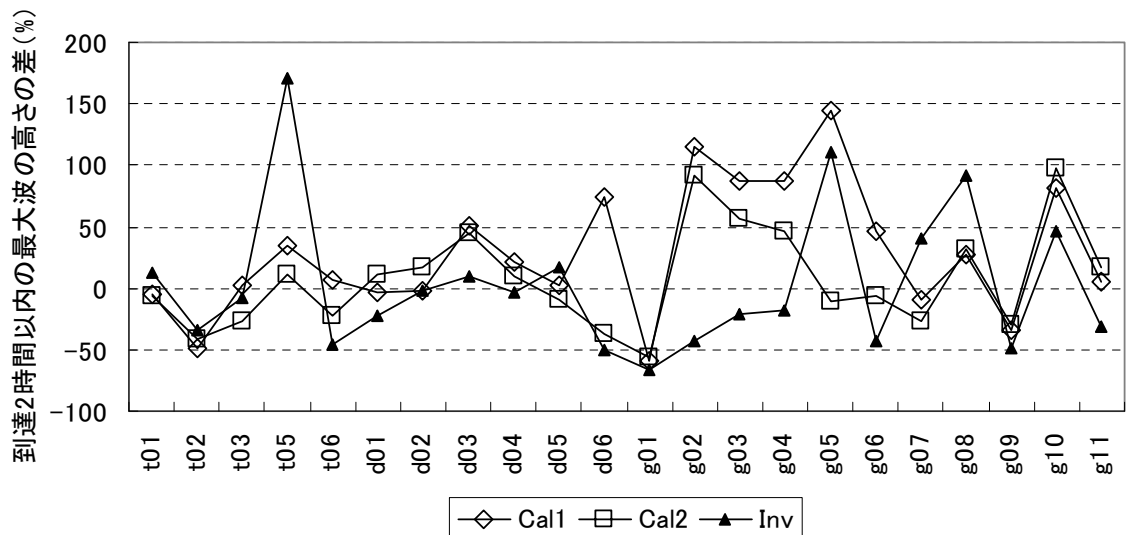


図-4.6 計算結果と観測値の津波到達から2時間以内の最大波の高さの差

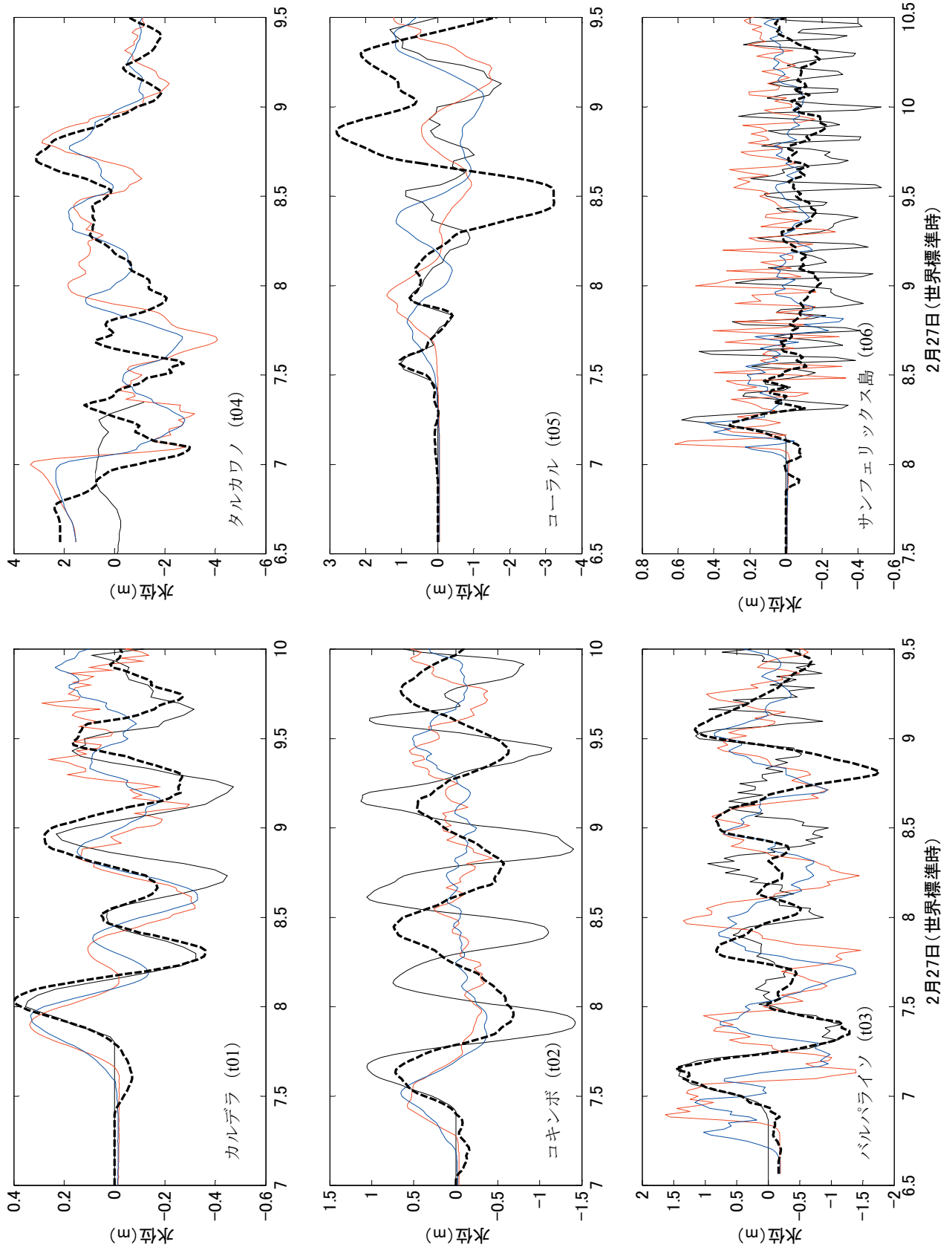


図-4.7 チリ沿岸検潮所の港外における計算結果と観測値の比較  
 黒実線：観測値，赤線：断層モデル1の計算結果，青線：断層モデル2の計算結果，黒点線：インバージョン手法に基づく計算結果



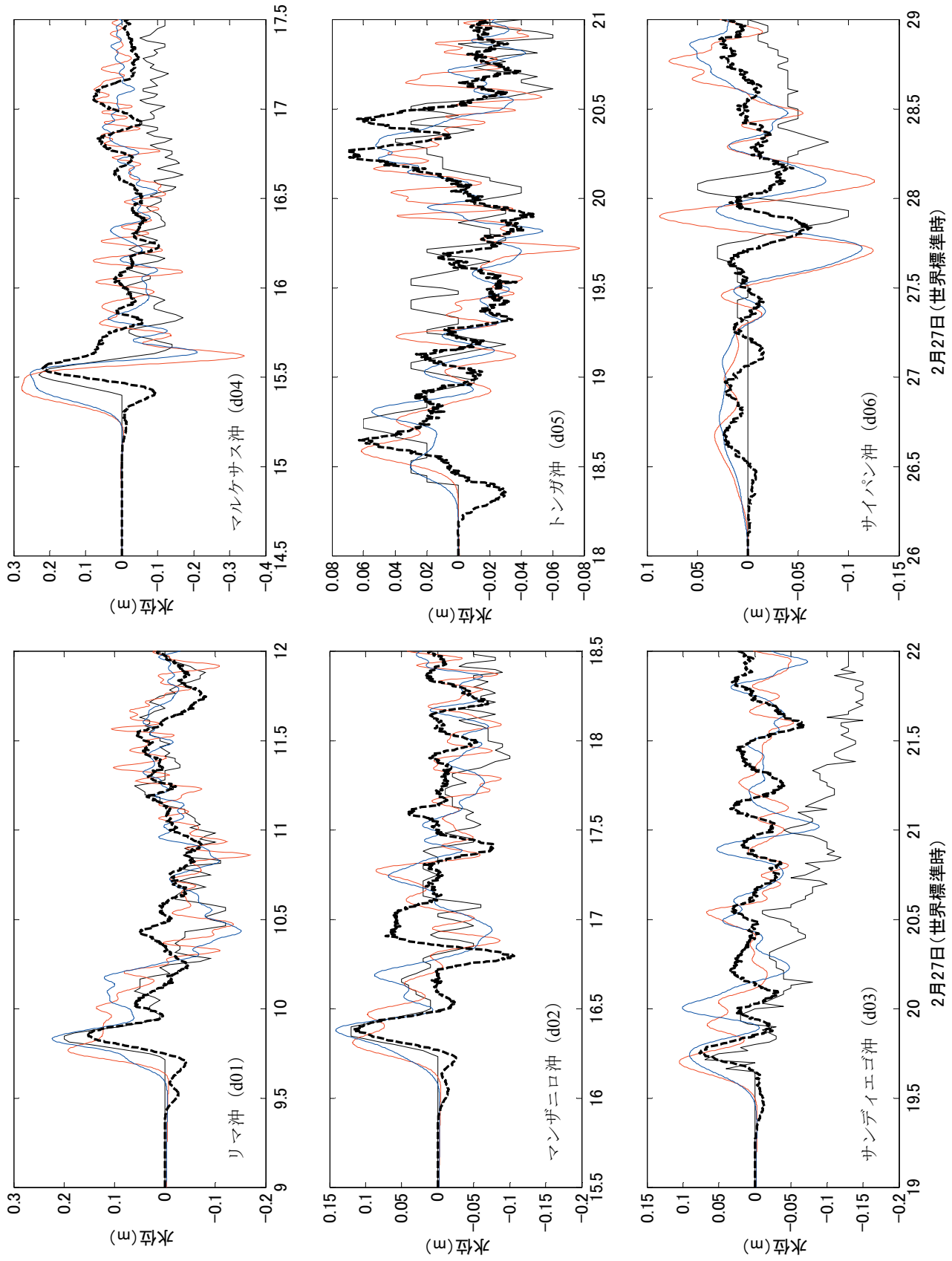


図-4.8 DARTブイにおける計算結果と観測値の比較  
 黒実線：観測値，赤線：断層モデル1の計算結果，青線：断層モデル2の計算結果，黒点線：インバージョン手法に基づく計算結果

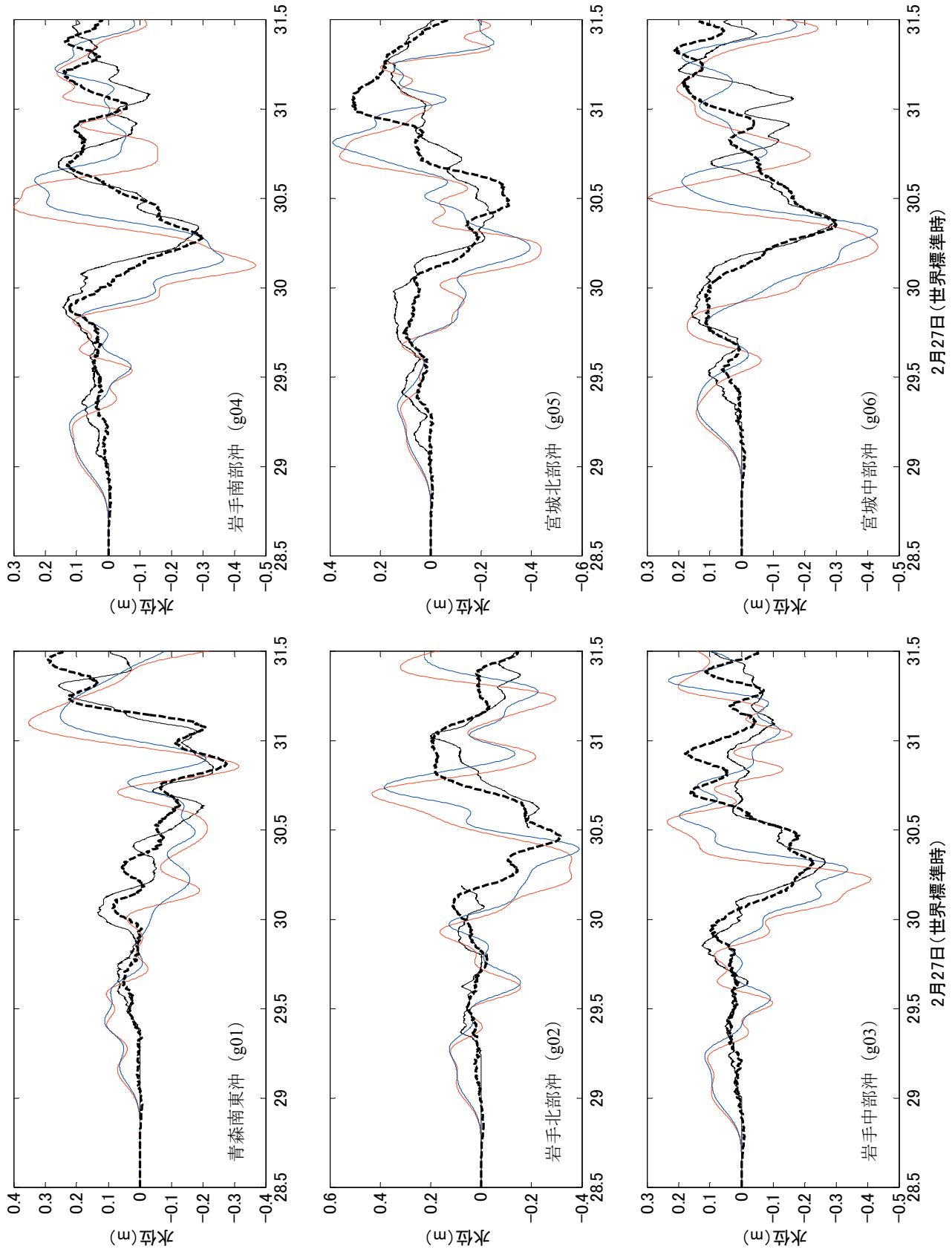


図-4.9 GPS波浪計における計算結果と観測値の比較  
 黒実線：観測値，赤線：断層モデル1の計算結果，青線：断層モデル2の計算結果，黒点線：インバージョンに基づく計算結果

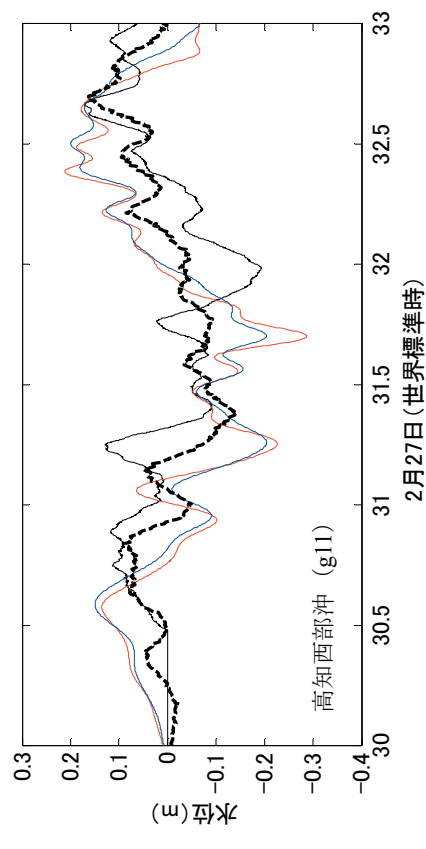
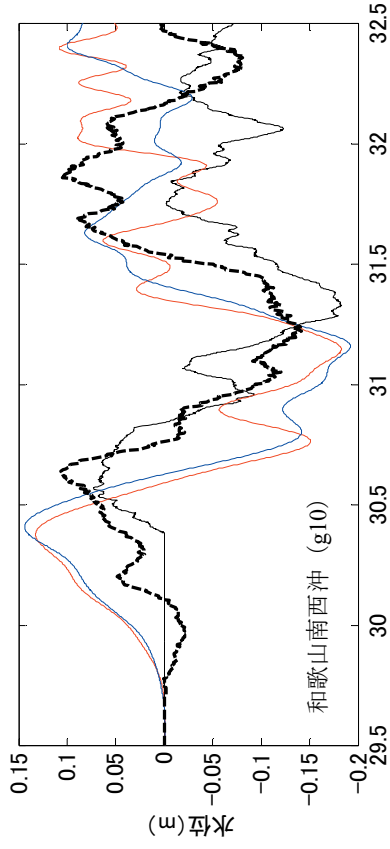
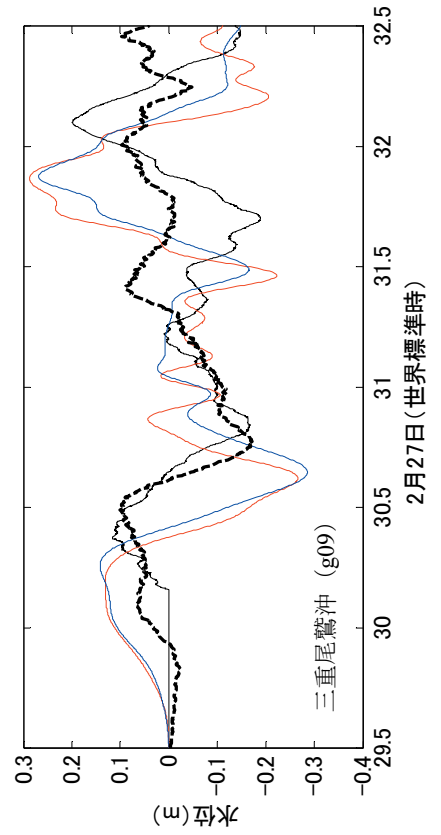
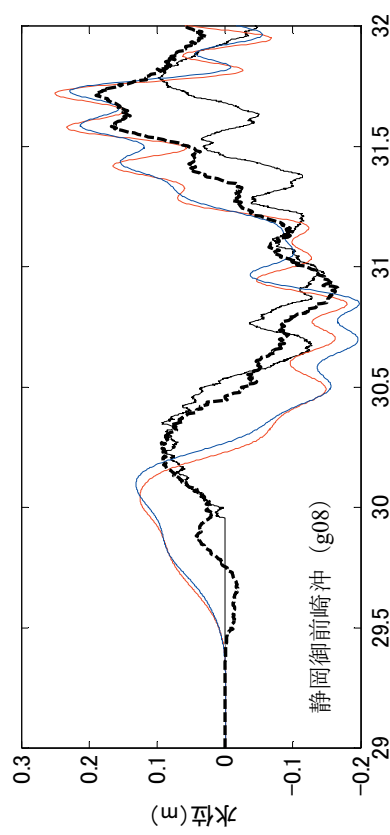
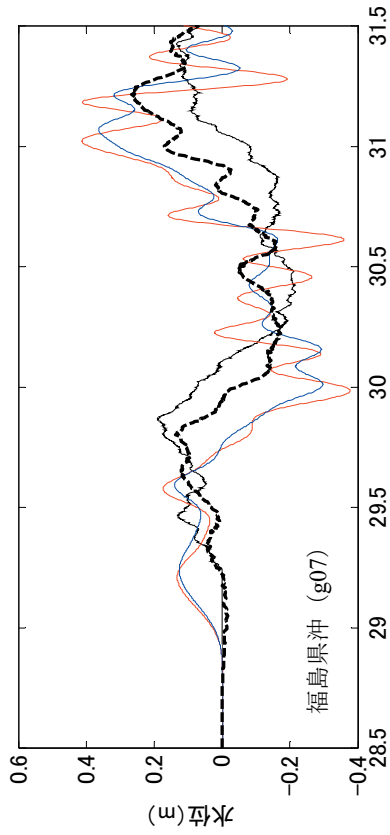


図-4.9 (つづき) GPS波浪計における計算結果と観測値の比較  
 黒実線：観測値  
 赤線：断層モデル1の計算結果  
 青線：断層モデル2の計算結果  
 黒点線：インバージョン手法に基づく計算結果

## (2) 断層モデル1と2を用いた数値計算結果の分析

断層モデル1および断層モデル2で計算された津波到達時刻や第1波最大値の発生時刻は、震央の北側に位置する検潮所 (t01, t02, t03) において、観測値よりも約10分早く到達・発生している。一方、震央の南側の検潮所 (t05) では、計算結果が観測値よりも10~20分遅れて、第1波の最大値を発生させる。

さらに、DARTブイおよびGPS波浪計でも、計算結果は観測値よりも早く到達し、第1波最大値が早く発生している。計算結果は、DARTブイでは観測値よりも約10分早く、またGPS波浪計では20~40分早く到達している。震央から離れるに従って、津波到達時刻および第1波最大値の発生時刻の計算結果と観測値の差は大きくなる。

津波の高さに関しては、チリ沿岸の検潮所では±50%の誤差であり、観測値に対して計算結果が過大であるか過小であるか、一定の特性は見出せない。DARTブイおよびGPS波浪計では、全般的に計算された津波高が観測値よりも大きかった。

2010年チリ地震津波の数値計算において、計算結果が実現象よりも早くDARTブイやGPS波浪計に到達する問題点は、先行研究でも指摘されている(第6回「津波予測技術に関する勉強会」(気象庁、ホームページ))。また、1960年のチリ地震津波に関しても、計算結果が実現象よりも早く東北地方沿岸の検潮所に到達する課題が見られる(高岡ら、2001; 大森ら、2002)。

計算結果が観測値よりも早く到達する要因として、まず津波波源の誤差が考えられる。津波波源の誤差が計算結果と観測値の不一致にどの程度影響するかは、次章以降において検討する。

津波波源の誤差を除くと、第1に、水深の誤差が考えられる。2010年チリ地震津波だけでなく、1960年のチリ地震津波においても、計算結果が実現象よりも早く日本近海に到達しているため、数値計算の入力データである水深に誤差が含まれている可能性は無視できない。

ただし、GPS波浪計では地震発生から約23時間後に津波が到達し、津波が観測値よりも20分早く到達しているため、到達時刻の誤差は約1.5%である。すると、波速は水深の0.5乗に比例するので、数値計算に使用した水深が、太平洋全域にわたって実際よりも2.3%深い必要がある。太平洋の平均水深を4000mと近似すれば、水深データは実際よりも92m深いと見積もられる。水深の測定に誤差が含まれるとしても、なぜ平均して水深を深い方向へ測り誤るのか、また、実際に2.3%程度の測定誤差は容易に生じるのかを検討しなければならない。

第2に、本研究で使用した計算モデルが分散性を考慮し

ていないことが考えられる。しかし、分散性は津波の波形には影響するとしても到達時刻には余り影響しないこと、また、津波の波長が十分に長く長波近似が成立するため分散性は小さいことから、分散性を考慮していないために計算結果が早く到達した可能性は低い。

この他、震源メカニズムから地殻変動量と初期水位分布を計算する際に生じる誤差なども、計算結果と観測値の不一致の要因として挙げられる。

## 5. 津波観測波形から津波波源を推定する手法

### 5.1 インバージョン手法

本研究では、津波観測波形から津波波源を推定する手法として、インバージョン手法を使用した。

インバージョン手法とは、非線形性を無視できる沖合の津波観測波形が、単位津波の線形重ね合わせで表現できることを利用した手法である。ここで単位津波とは、海域を分割した小領域が単位量上昇した時に生じる津波、あるいは小断層が単位量すべった時に生じる津波のことである。沖合の津波観測波形と単位津波の線形重ね合わせの誤差が最小になるように、最小二乗法を用いて、各小領域(小断層)の隆起・沈降量(すべり量)を逆推定し、津波波源を推定する。

インバージョン手法は、小断層を単位量すべらせて単位津波を作成するか、あるいは小領域を単位量上昇させて単位津波を作成するかで、2種類に大別される。小領域を単位量上昇させて単位津波を作成する後者の手法(小池、2002)は、断層に関する細かな情報が不要であり、本研究ではこちらを用いた。

### 5.2 単位津波の作成方法

まずインバージョン手法(小池、2002)では、想定波源域を含む海域を格子状の小領域に分割し、各小領域が単位量上昇した時に発生させる単位津波の伝播計算を事前に実行する必要がある。本研究は即時的な津波予測(辰巳・富田、2008)を目的とするものではないので、地震波の解析から得られた走向と震央位置を考慮して、図-5.1のとおり小領域を設定した。

小領域は1辺の長さが45kmであり、震央を中心に90個設定した。ただし、陸域に位置する小領域が6個あるため、実際に使用する小領域は84個である。小領域は、18度の走向に従い、北北東-南南西に伸びる。小領域の1辺の長さは、単位津波の伝播計算を行う際に用いる空間格子の1辺の長さの10~30倍になるよう定めた。

小領域が1m隆起した時に生じる単位津波の伝播を、第2

章に述べた数値計算手法で行った。GPS波浪計とDARTブイに伝播する単位津波の数値計算には第1の計算条件，チリ沿岸の検潮所に伝播する単位津波の数値計算には第2の計算条件を，それぞれ用いた。ただし，単位津波は線形重ね合わせが成立しなければならないので，線形長波を再現するように，支配方程式において移流項を消去した。

GPS波浪計・DARTブイ・チリ沿岸の検潮所における単位津波の計算結果は，前後2分の移動平均を施し，平滑化した。これは，小領域の大きさを考慮すると，周期4分以下の高周波成分が単位津波に含まれるのは不適當であり，平滑化する必要があるからである。

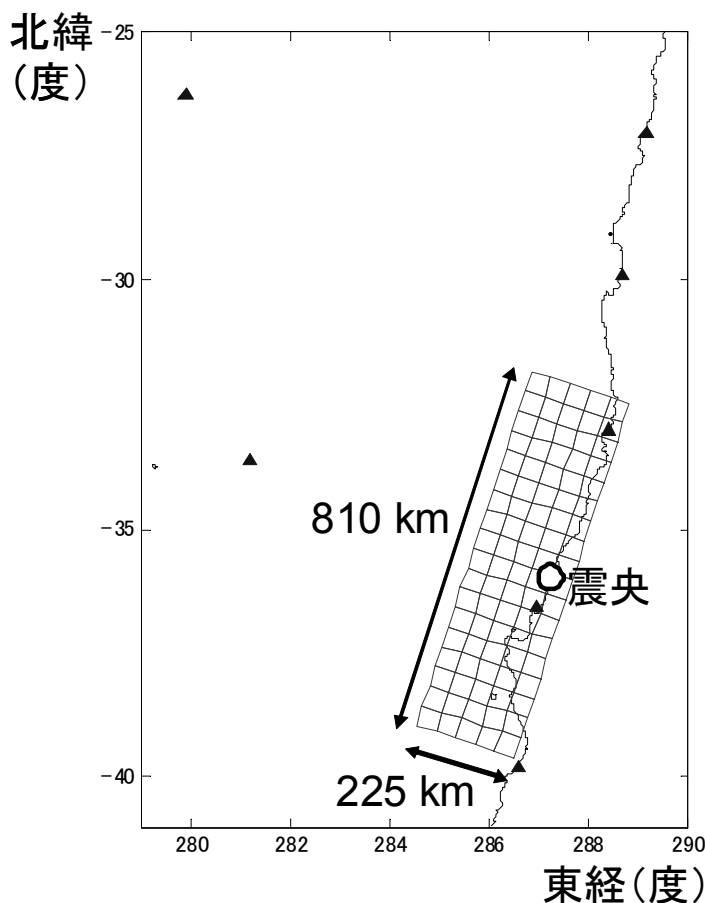


図-5.1 単位津波の作成に使用した小領域の配置

### 5.3 解析条件

インバージョン手法には，タルカワノを除く，GPS波浪計・DARTブイ・チリ沿岸の検潮所の計23点の津波観測波形を入力した。タルカワノを除いた理由は，タルカワノが震央の近傍に位置し，陸域で大きな地殻変動が生じた可能性があるからである。タルカワノの津波観測波形は，陸域から計測した相対的な水位差である。したがって，津波観測波形に正の水位変動が見られない場合でも，タルカワノ周辺の海域が地震発生時に隆起している可能性がある。しかし，単位津波の伝播の数値計算では陸域の隆起・沈降を考慮していないため，津波観測波形に正の水位変動が見られなければ，インバージョン手法ではタ

ルカワノ周辺の海域は地震発生時に変動していないと誤判定される。

インバージョン手法で使用する津波観測波形は，第1波を含む1時間あるいは2時間とした。津波到達から長時間経過すると，津波観測波形に陸域からの反射波の影響が見られ，比較的粗い空間格子サイズを用いて数値計算を行った，単位津波の線形重ね合わせでは再現できないためである。

津波波源の推定結果を安定させるため，初期水位分布が空間的に滑らかに変化するという先験情報を考慮した(小池，2002)。この滑らかさの先験情報の重み付け係数として，0.0・0.1・1.0の3種類を試した。重み付け係数が

0.0の場合、先験情報を使用しないことを意味する。

上記の他、今回のインバージョン手法では以下の2点に留意した。

第1に、チリ沿岸の検潮所の津波観測波形と比較して、設置水深の深いGPS波浪計やDARTブイにおける津波観測波形の振幅が小さい。そこで、水位変動の値をそのままインバージョン手法に入力することはせず、各観測地点の振幅で水位変動を除いて正規化を行った。

第2に、インバージョン手法では、津波が到達するまでは、海水面が静止していることを想定している。したがって、津波観測波形において、津波が到達するより前の水位変動を0に修正した。

#### 5.4 精度の評価手法

インバージョン手法の精度評価の指標として、VR (Variance Reduction) が広く用いられている。VRは式(5)で定義される値であり、津波観測波形と線形重ね合わせの波形の一致度を評価する指標である。VRは0~100%までの値を取り、100%に近いほど一致度が高いことを示す。

$$VR = \frac{1}{M \times N} \left( \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N \left( 1 - \frac{obs_{i,j}^2 - est_{i,j}^2}{obs_{i,j}^2} \right) \times 100 \right) \quad (5)$$

ただし、 $obs$ は*i*番目の観測点における時間ステップ*j*の観測値、 $est$ は単位津波の線形重ね合わせで得られた、*i*番目の観測点における時間ステップ*j*の推定値である。また、 $M$ は観測点の総数であり、 $N$ はインバージョン手法に入力した時間ステップの総数である。

なお、今回はインバージョン手法の精度そのものを検討するため、VRの算出には、インバージョン手法に入力した津波観測波形のデータしか用いないものとする。また、式(5)から明らかなおと、VRは全ての観測点における波形の一致度の平均値である。

### 6. 津波波源の推定結果

#### 6.1 観測時間の長さと先験情報の重み付け係数の最適値

インバージョン手法に使用する津波観測波形の長さを1時間と2時間の2通り、滑らかさの先験情報の重み付け係数を0.0・0.1・1.0の3通り、計6通りの条件でインバージョン手法を行った。表-6.1は、各ケースのVRの一覧である。参考として、断層モデル1および2の計算結果のVRも記載

した。

表-6.1 VRによるインバージョン手法の精度評価



		使用する津波観測波形の長さ	
		1時間	2時間
先験情報の重み付け係数	0.0	39.00%	29.66%
	0.1	33.60%	27.08%
	1.0	19.01%	18.49%
断層モデル1		19.12%	19.22%
断層モデル2		19.36%	19.20%

表-6.1から、先験情報の重み付け係数を大きくするとVRが小さくなること、使用する津波観測波形の長さを長くするとVRが低下することが分かる。先験情報の重み付け係数が大きいと、津波観測波形の影響が相対的に低下し、過度に滑らかで凹凸のない津波波源が推定されるため、VRは低下する。また、観測時間が長いと、陸域からの反射波の影響が無視できなくなり、VRは低下する。ただし、先験情報の重み付け係数を0.0にした場合、インバージョン手法で使用した時間帯の観測値は良く再現できるが、初期水位分布に絶対値が10mを超えるような極端に大きい・小さい値が含まれるため、後続波の再現性は逆に低かった。したがって、本研究では使用する津波観測波形の長さを1時間、先験情報の重み付け係数を0.1と定め、以後の検討を行うことにした。

なお、使用する津波観測波形の長さを1時間、先験情報の重み付け係数を0.1とした時のVRは33.60%であり、地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた計算結果のVRを大きく上回った。

#### 6.2 推定した津波波源の評価

##### (1) 津波波源の位置と形状

図-6.1 (左上) は、津波観測波形からインバージョン手法を用いて推定した津波波源 (初期水位分布) である。地震波の解析結果に基づく津波波源 (図-4.1および4.2) と比較すると、暖色で示される隆起の部位が南米大陸側に寄り、また南側にシフトしている。

本研究で使用したインバージョン手法では、断層のすべり量が分からず、地震のエネルギーを推定することはできない。そこで簡便的に、地震発生時に隆起・沈降した水塊の量を計算した。インバージョン手法を用いて推定した津波波源、地震波の解析結果に基づく津波波源のそれぞれにおいて、地震発生時に隆起・沈降した水塊の量は表-6.2のとおりである。

津波観測波形からインバージョン手法を用いて推定した津波波源では、地震発生時に隆起・沈降した水塊の量

が、地震波の解析結果に基づく津波波源に比べて10分の1程度と少なかった。これは、隆起部が南米大陸側に寄って、海域の隆起量が減少したためである。

表-6.2 地震発生時に隆起・沈降した水塊の量

	隆起・沈降した水塊の量
インバージョン手法	$7.38 \times 10^{15} \text{ m}^3$
断層モデル1	$6.60 \times 10^{16} \text{ m}^3$
断層モデル2	$7.60 \times 10^{16} \text{ m}^3$

### (2) 津波観測波形との比較

津波観測波形から推定した津波波源に基づく数値計算を行い、計算された津波波形を図-4.7～4.9に記載した。また、計算された津波到達時刻・第1波最大値の発生時刻・第1波の高さ・津波到達から2時間以内の最大波の高さの4つの指標に関して、図-4.3～4.6に追記した。

津波到達時刻および第1波の最大値発生時刻を見ると、GPS波浪計・DARTブイ・チリ沿岸の検潮所の全てにおいて、観測結果との誤差は概ね±10分程度となり、地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた場合と比較して、再現性が向上した。

津波波源の隆起部が南米大陸側に寄ったことで、GPS波浪計やDARTブイまでの伝播距離が延長し、計算結果が観測値よりも早く到達するという不一致を解消できた。また、津波波源の隆起部が南側にシフトすることにより、計算結果が震央の北側で早く到達し、震央の南側で遅れて到着するという不一致を改善したと考えられる。

なお、津波観測波形に基づく津波波源、地震波に基づく津波波源の両者において、サイパン沖DARTブイ（d06）では計算結果が1時間程度早く到達している。サイパン沖DARTブイでは、津波観測波形のノイズレベルが高く、津波到達の検出に誤差があるためと推察される。

第1波の津波高および津波到達から2時間以内の最大波の高さに関しては、DARTブイおよびGPS波浪計において、津波観測波形に基づく津波波源の計算結果が観測値よりも数%～50%程度の過小評価となっている。地震波に基づく津波波源の計算結果が観測値よりも過大評価となっていることと対照的である。なお、チリ沿岸の検潮所においても、津波観測波形に基づく津波波源の計算結果と観測値の間に差異が生じているが、この誤差に特別な傾向は見られない。

### (3) 津波痕跡高との比較

津波観測波形から推定した津波波源の妥当性を検討す

るために、計算結果と津波痕跡高の測定値を比較した。インバージョン手法の入力データとして使用していない津波痕跡高の測定値を、計算結果が再現できれば、推定した津波波源の正確さがより強固に証明されることになる。

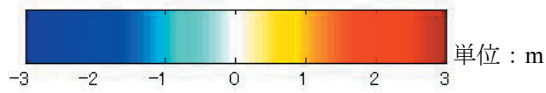
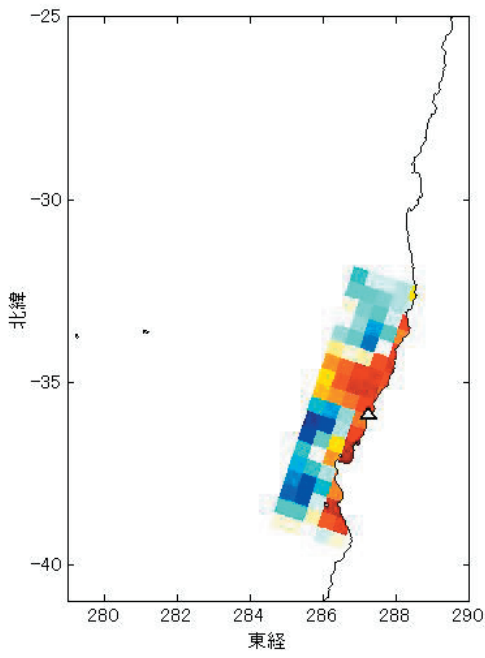
津波痕跡高の比較を行うため、第3の計算条件を用いて遡上まで考慮した数値計算を実行した。ただし、計算で使用する空間格子サイズが450mと比較的粗いので、陸上に遡上する津波の先端部までを再現することは困難である。そこで、津波痕跡高の測定値には遡上高と浸水高の2種類が存在するが、遡上した津波の先端部が丘などの斜面にはい上がった痕跡である遡上高は使わず、浸水域内の浸水痕跡である浸水高と比較した。浸水高は汀線における津波高とほぼ同じであると考え、浸水高の測定値と汀線における津波高の計算結果を比較した。

津波痕跡高（浸水高の測定値）は、土木学会、早稲田隊、JST-CRIEPI、日本地震工学会－4大学合同チーム、港空研の計5チームが現地調査で測定した成果を使用した（IUGG Tsunami Commission, ホームページ）。

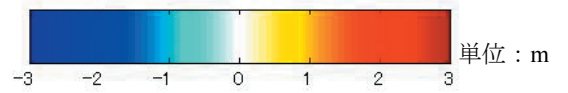
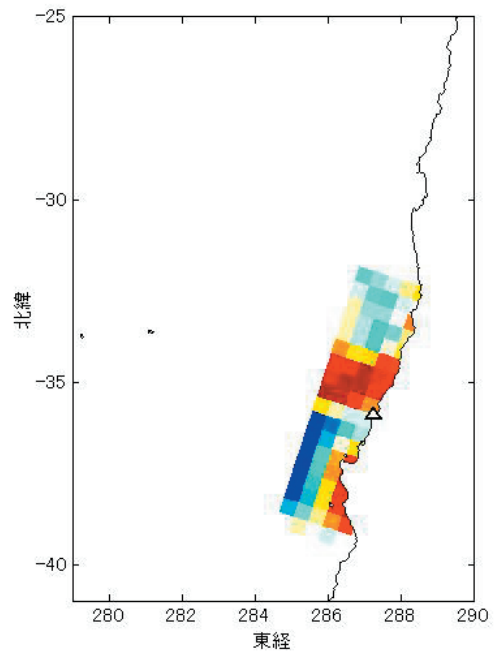
図-6.2の緑線のとおり、津波観測波形に基づく津波波源を用いた計算結果では、南緯40度から南緯33度の広範囲な領域で、汀線における津波高が2m以上であった。ただし、南緯39度30分より南では、汀線における津波高が2mを下回る地点も見られた。一方、タルカワノ周辺の南緯36度30分を中心に、10m近い津波高が計算されている。

地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた計算結果は、図-6.2の黒線と青線のとおりであり、津波観測波形に基づく津波波源を用いた計算結果（緑線）と概ね同様の傾向を示す。しかし、南緯39度から南緯38度の沿岸には、計算結果の違いが顕著である。津波観測波形に基づく津波波源は隆起部が南側に寄っているため、6～8mの高さの津波が計算されるが、断層モデル1および2の計算結果は、どちらも2m程度と低い。

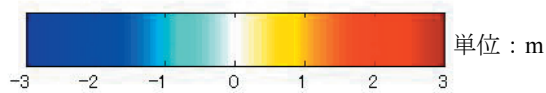
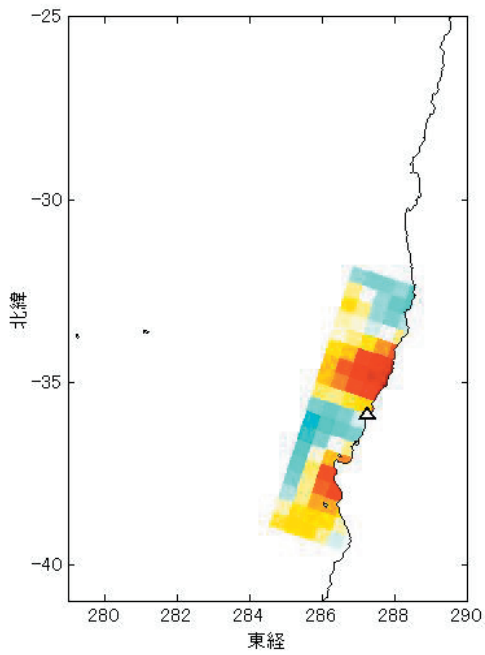
浸水高の測定値（図-6.2の赤丸）と計算結果を比較すると、南緯36度30分周辺など、浸水高の大きい地点は概ね一致している。しかし、上述した南緯39度から南緯38度の沿岸は、まだ十分に現地調査が実施されておらず、津波観測波形に基づく津波波源と地震波の解析結果に基づく津波波源のどちらが適当であるかは評価できない。今後、津波痕跡高の測定値に加えて、地殻変動量の測定結果も用いて、津波波源の精度検証を行う必要がある。



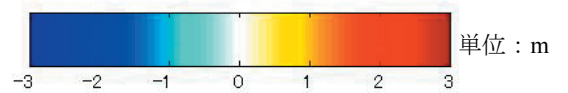
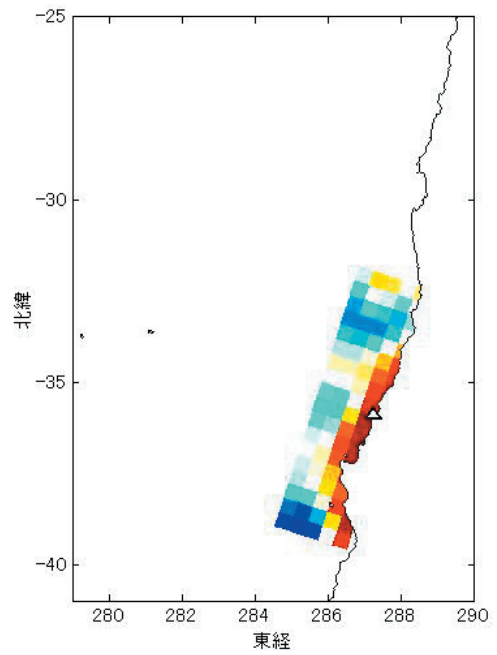
チリ沿岸検潮所・DARTブイ・GPS波浪計を使用



チリ沿岸検潮所のみ使用



DARTブイのみ使用



GPS波浪計のみ使用

図-6.1 津波観測波形からインバージョン手法を用いて推定した津波波源（初期水位分布）。三角印は震央位置を示す。インバージョン手法に使用した津波観測波形は、左上がチリ沿岸検潮所6点・DARTブイ6点・GPS波浪計11点，右上がチリ沿岸検潮所6点，左下がDARTブイ6点，右下がGPS波浪計11点である。



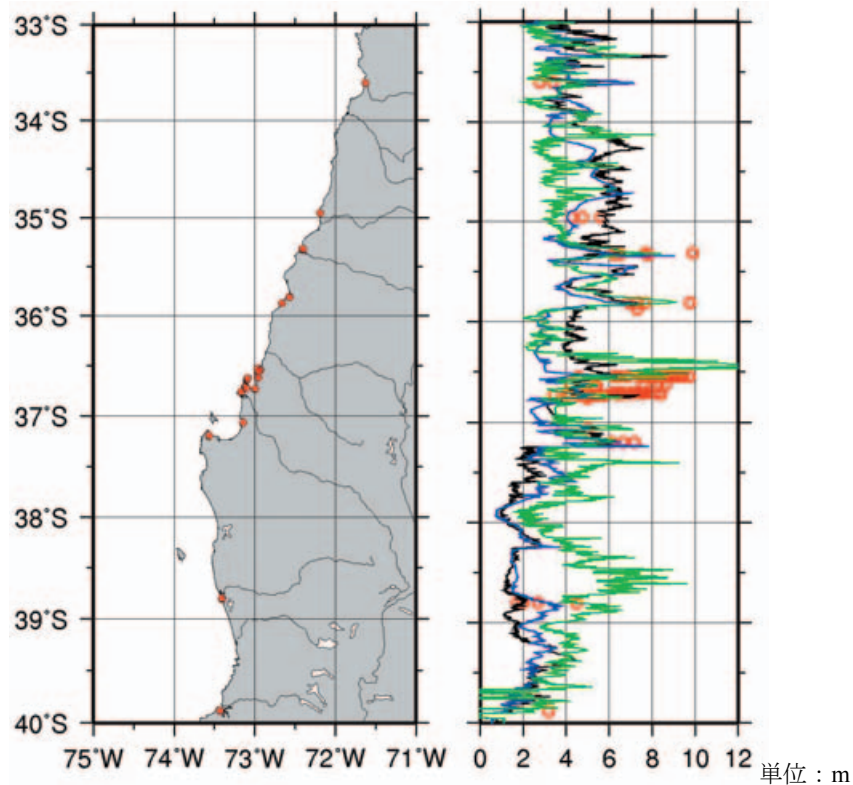


図-6.2 沿岸に遡上した津波高の比較. 赤丸は5チームが測定した浸水高 (IUGG Tsunami Commission, ホームページ). 黒線は断層モデル1, 青線は断層モデル2, 緑線は津波観測波形に基づく津波波源の計算結果.

(4) インバージョン手法に使用する津波観測点の影響  
 インバージョン手法に入力する津波観測点の個数・位置の影響を調べるため, チリ沿岸検潮所6点のみを使用した場合, DARTブイ6点のみを使用した場合, GPS波浪計11点のみを使用した場合の3通りについて, 津波観測波形から津波波源を推定した. チリ沿岸の検潮所・DARTブイ・GPS波浪計の全てを使用した場合 (図-6.1の左上) と同様, インバージョン手法に入力する津波観測波形の長さは1時間, 先験情報の重み付け係数は0.1に設定した.

チリ沿岸の検潮所のみを使用した場合 (図-6.1の右上) とDARTブイのみを使用した場合 (図-6.1の左下) の津波波源の推定結果は, 震央の北側と南側の2箇所にも隆起部のピークがあるという共通の特徴を持つ. ただし, チリ沿岸の検潮所のみを使用した場合と比べて, DARTブイのみを使用した場合における震央の北側の隆起部のピークは, 南米大陸側に寄っている.

一方, GPS波浪計のみを使用した場合 (図-6.1の右下) は, 隆起部のピークが1つしか存在せず, DARTブイのみを使用した場合よりもさらに南米大陸側に寄っている. GPS波浪計では, DARTブイよりも計算結果と観測値の津波到達時刻の差が拡大しており, 伝播距離を長く取るために, 津波波源の隆起部のピークが南米大陸側に移動し

たとえられる.

#### (5) 津波波源の推定結果に関する考察

津波観測波形から推定した津波波源は, 津波観測点における計算結果と観測値の不一致を解消した. しかし, インバージョン手法は, 数値計算に使用する水深データや計算モデルなどが正しいことを仮定した上で, 津波観測波形に計算結果が一致するような津波波源を推定している点に留意しなければならない. すなわち, 数値計算に使用する水深データや計算モデルなどに誤差があれば, インバージョン手法で推定した津波波源の正確さは担保できなくなる. 本研究では十分に検討できなかった水深データや計算モデルなどの妥当性を, 今後さらに詳しく調べる必要がある.

また, 津波観測波形から推定した津波波源において, 太平洋側 (西側) が沈降している点も, 詳細な検討が必要である. GPS波浪計やDARTブイの津波観測波形は押し波初動であり, 逆断層型の震源メカニズムを考慮すると, 上盤の動く方向で沈降が生じる可能性は小さい. 太平洋側の沈降が, インバージョン手法の過程で生じる誤差か, あるいは地震に伴う断層運動で実際に生じる現象かを見極めなければならない.

## 7. 津波観測波形から推定した津波波源に基づく数値計算

2010年チリ地震津波の伝播特性を明らかにするため、津波観測波形からインバージョン手法を用いて推定した津波波源を初期水位分布として入力し、津波数値計算を実施した。計算条件に関しては、太平洋の広域を伝播する津波を検討するために第1の計算条件を用い、チリ沿岸に伝播する津波を検討するために第3の計算条件を使用した。

なお、本章では津波観測波形から推定した津波波源に基づく計算結果しか説明しないが、地震波の解析結果に基づく津波波源を用いた計算結果に対しても、同様の解析を実施した。前章までで説明したとおり、個々の津波観測点における津波波形を精査すると、津波観測波形から推定した津波波源と地震波の解析結果に基づく津波波源の両者の計算結果には明瞭な差異がある。しかし、本章で説明するような津波伝播の大まかな定性的特徴に関しては、津波観測波形から推定した津波波源と地震波の解析結果に基づく津波波源の両者の計算結果において、大きな違いはなかった。

### 7.1 津波伝播のスナップショットとエッジ波

図-7.1は、第1の計算条件を用いて計算した、太平洋広域を伝播する津波のスナップショットである。地震発生から1, 8, 15, 23時間後の水位分布を例として示す。水位偏差が正の部分（波の山）を赤色、水位偏差が負の部分（波の谷）を青色で表している。

チリ沿岸で発生した津波は太平洋全域に伝播し、8時間後に北米大陸沿岸、15時間後にハワイ、23時間後に日本に到達している。

図-7.2は、第3の計算条件を用いて計算した、チリ沿岸に伝播する津波のスナップショットである。図-7.2には、海底地形の影響で津波が特徴的な変形を示す、地震発生から40分後の水位分布を掲載した。

図中で丸囲みをした海域にロビンソンクルーソー島が位置するが、島の右側（東側）で津波が収れんしている。この津波の収れんは、ロビンソンクルーソー島の東の沖合に存在する浅場の影響によるものである。数値計算の結果から、島の東の沖合で収れんして増幅した津波が、ロビンソンクルーソー島へ来襲したことが示唆される。現地調査（高橋ら、2010）の結果でも、ロビンソンクルーソー島には9～15mの高い津波が来襲したことが明らか

にされている。

図-7.3は、第1の計算条件を用いて計算した、太平洋広域を伝播する津波のスナップショットから、日本周辺の水位分布を切り出した図である。図-7.3は地震発生から25時間後（日本標準時16時30分、東北沿岸のGPS波浪計に津波が到達してから2時間15分後）の水位分布であり、東北地方沿岸などで波の山（赤色）と波の谷（青色）が交互にまだら状となって広がっている。このような水位分布のパターンは、陸から反射した津波が陸棚で捕捉されて再び沿岸に向かうエッジ波によるものと考えられる。

計算結果でエッジ波が発生していることを確認するため、GPS波浪計における水位と流速の計算結果の対応を調べた。図-7.4は青森南東沖GPS波浪計、図-7.5は福島県沖GPS波浪計における、水位と流速の計算結果である。横軸の時間軸は、日本標準時である。

青森南東沖GPS波浪計や福島県沖GPS波浪計では14時15分頃（日本標準時）津波が到達するが、津波到達から3時間後の17時頃までは、水位と流速の位相が一致している。すなわち、青森南東沖GPS波浪計では、押し波の時に北東から南西の流れが生じ、逆に引き波の時は南西から北東の流れが生じる。一方、福島県沖GPS波浪計では、押し波の時に南東から北西の流れが生じ、逆に引き波の時は北西から南東の流れが生じる。

しかし、17～18時以降は、水位と流速の位相が必ずしも一致しておらず、流れが生じていないのに高い水位が出現する計算結果も見られる。流れと水位の位相の不一致は、進行波型の波ではなく、陸から反射した反射波が卓越したためと考えられる。陸からの反射波には、沿岸方向に伝播するエッジ波と、岸沖方向に伝播する波がある。したがって、陸からの反射波の卓越は必ずしもエッジ波の発生を意味するわけではないが、図-7.3の沿岸に広がるまだら状の水位分布も考慮すれば、計算結果は、津波到達から2～3時間以上経過するとエッジ波が発生することを示唆している。実際にエッジ波が発生していたか否かに関しては、今後詳細な検討が必要である。

なお、エッジ波が発生すると、沖合のGPS波浪計の津波波形においても陸からの反射波の影響を無視できなくなる。計算に使用した日本近海の空間格子サイズは5分（約9km）と粗く、沿岸の複雑な地形を考慮していないため、陸からの反射波を数値計算で再現することは困難である。エッジ波を含む陸からの反射波の発生が、津波到達から長時間経過した時間帯における計算結果と観測値の不一致の一要因と考えられる。

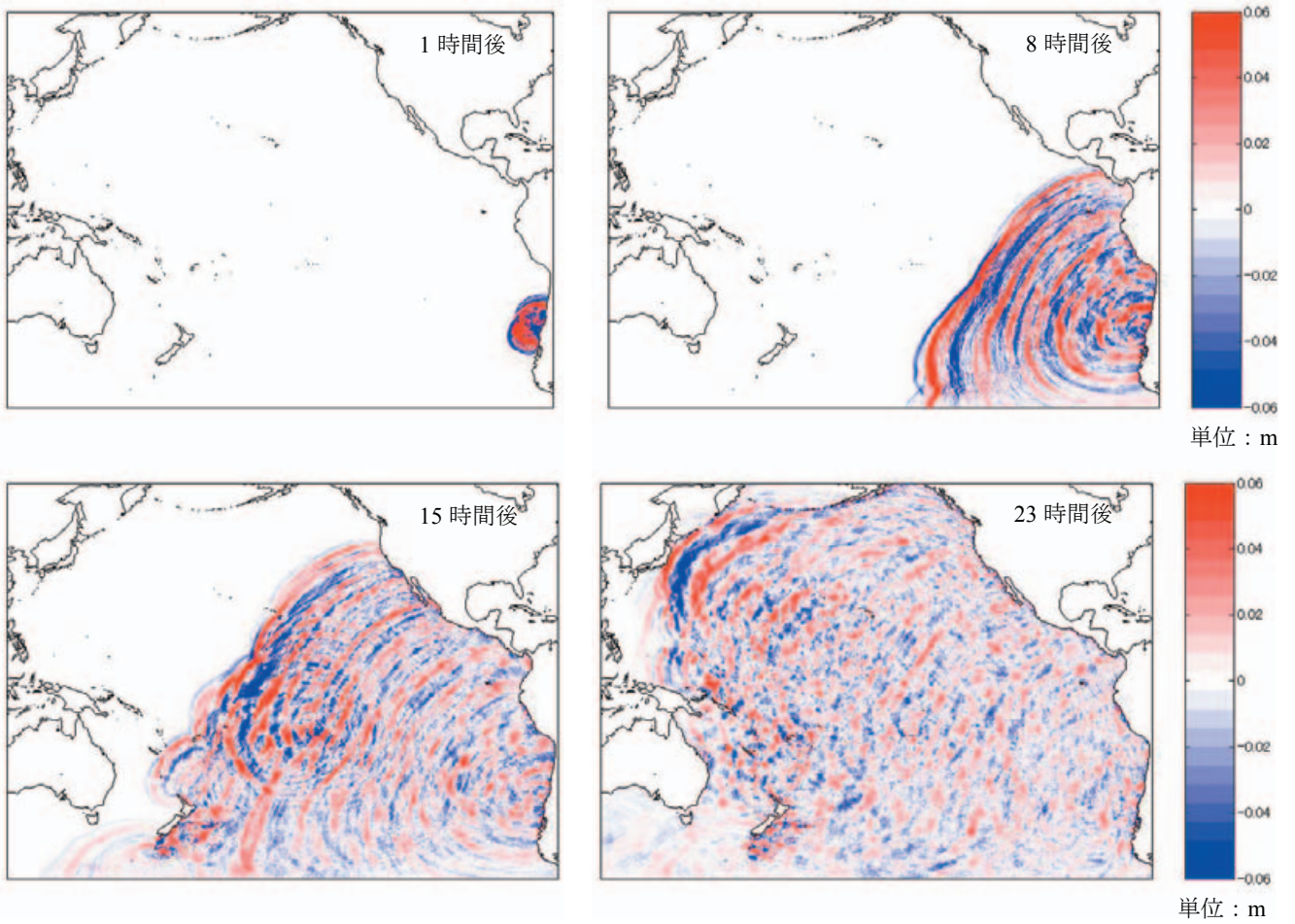


図-7.1 地震発生から1, 8, 15, 23時間後の水位分布

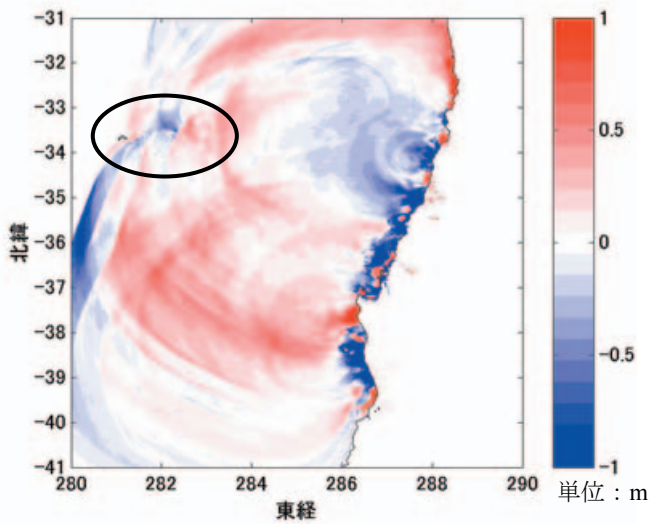


図-7.2 地震発生から40分後のチリ沿岸の水位分布

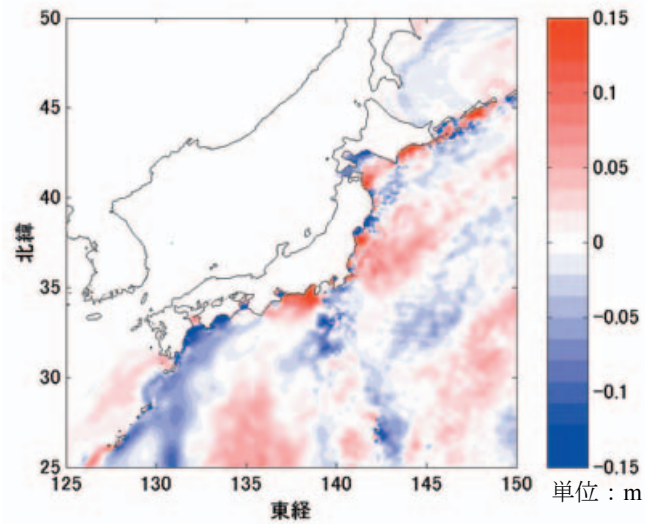


図-7.3 地震発生から25時間後の日本周辺の水位分布

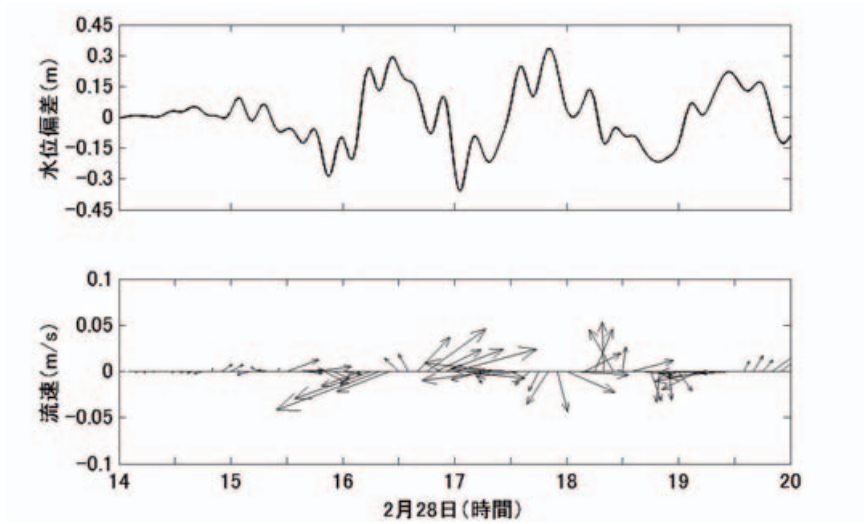


図-7.4 青森南東沖GPS波浪計における水位と流速の計算結果. 横軸は日本標準時.

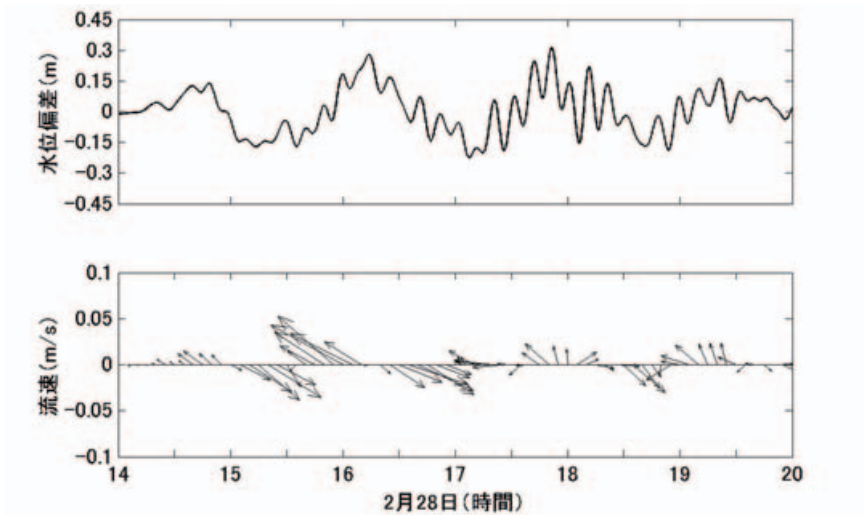


図-7.5 福島県沖GPS波浪計における水位と流速の計算結果. 横軸は日本標準時.

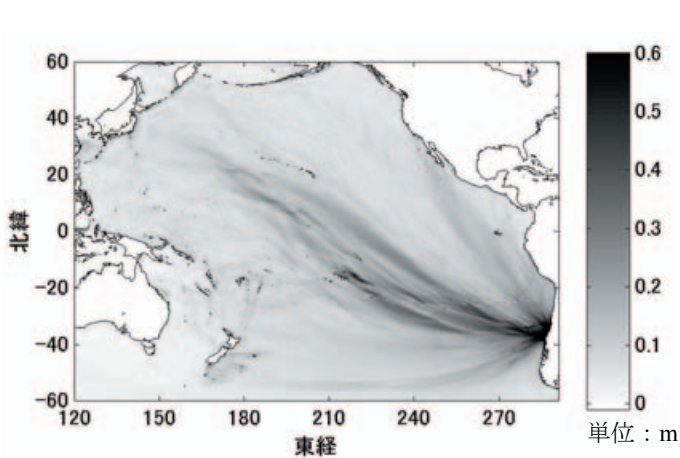


図-7.6 最大津波高 (太平洋全域)

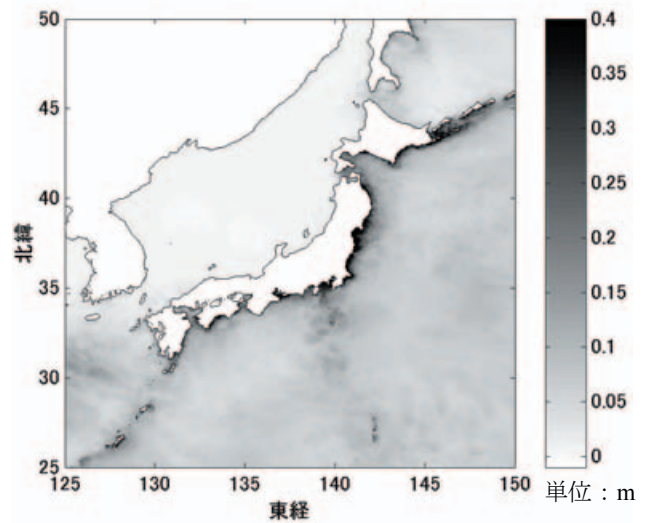


図-7.7 最大津波高 (日本周辺)

## 7.2 最大津波高

どのような地域で津波高が大きくなるかを検討するため、第1の計算条件を用いて計算した太平洋全域の計算結果から、最大津波高を抽出して、図-7.6と図-7.7に示した。図-7.6は太平洋全域の、図-7.7は日本周辺の最大津波高の空間分布である。

図-7.6を見ると、震央に近いチリ沿岸で津波が高いのはもちろんのこと、断層の長軸（走向）方向に直交する西北西へ津波のエネルギーが集中して、津波高が大きくなっている。

また図-7.7を見ると、北海道から房総半島にかけての太平洋沿岸で津波高が大きい。ただし、実際は高知県須崎などでも高い津波が観測されており、より詳細な地形データを用いた津波数値計算が必要である。

## 8. 結論

本研究では、津波観測波形からインバージョン手法を用いて2010年チリ地震津波の津波波源を推定した。本研究で明らかにされたことは、次の2点である。

1) 地震波の解析から推定された震源メカニズムに基づく津波波源では、断層が1枚でも複数枚の場合でも、観測記録と比較して計算結果の津波到達時刻が、GPS波浪計やDARTブイにおいて早かった。また計算結果は、震央の北側の検潮所で早く、震央の南側の検潮所で遅く到達した。

2) インバージョン手法で推定された津波波源は、地震波の解析結果よりも陸側および南側に寄り、観測結果と計算結果の一致度が向上した。

津波観測波形から推定した津波波源を用いて数値計算を実施した結果、2010年チリ地震津波の伝播特性として、断層の長軸方向に直行する方向で津波が高いこと、日本沿岸では津波到達から2～3時間以上経過するとエッジ波が発生することが示唆された。

今後の課題は2点ある。

まず、インバージョン手法は、数値計算に使用する水深データや計算モデルなどが正しいことを仮定した上で、津波観測波形に計算結果が一致するような津波波源を推定している点に留意し、水深データや計算モデルなどの津波波源以外の事項が正確であり、計算結果の誤差を生じる要因ではないことを確認しなければならない。これと並行して、本研究で取り上げなかった津波痕跡高の測定結果や地殻変動量の観測結果を用いて、幅広い視点から本研究で推定された津波波源の妥当性を検証する必要がある。

次に、より詳細な地形データを用いて、数値計算で2010

年チリ地震津波の被災・減災事例を再現することが重要である。タルカワノ港で多数漂流したコンテナや、東北沿岸の津波防波堤の効果など、今回の災害では貴重なデータが得られている。これらの被災・減災事例に基づき、複雑な災害事象を再現できる数値計算モデルを開発・検証することは、今後の津波防災に不可欠である。

(2010年11月12日受付)

## 謝辞

GPS波浪計の観測データは、国土交通省港湾局・(独)港湾空港技術研究所海象情報研究チームからご提供いただいた。ここに記して、感謝の意を申し上げる。

## 参考文献

- 大森政則・柳沢賢・増田崇治・安中正・高尾誠 (2002) : 東北日本を対象とした1960年チリ地震津波の数値解析, 土木学会第57回年次学術講演会講演概要集, II-013, pp.25-26.
- 加藤照之・寺田幸博・永井紀彦・越村俊一 (2010) : GPS津波計・GPS波浪計で観測された2010年チリ地震に伴う津波, 日本地球惑星科学連合2010年大会発表予稿集, MIS050-P07.
- 河合弘泰・佐藤真・永井紀彦・川口浩二 (2010) : GPS波浪計ネットワークによる平成22年(2010年)チリ地震津波の観測, 港湾空港技術研究所報告, 印刷中.
- 気象庁(ホームページ) : 第6回「津波予測技術に関する勉強会」の概要について, [http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/tsunami\\_benkyokai/benkyokai6/index.html](http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/tsunami_benkyokai/benkyokai6/index.html).
- 気象庁(ホームページ2) : 平成22年2月27日のチリ中部沿岸の地震について, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1003/09c/kaisetsu100309.html>.
- 小池信昭 (2002) : 先験情報を考慮したインバージョンによる津波初期水位分布の推定方法とその精度に関する研究, 土木学会論文集, No.712/II-60, pp.117-135.
- 高岡一章・伴一彦・山本滋 (2001) : 数値シミュレーションによる遠地津波予報の可能性—1960年チリ地震津波の例—, 津波工学研究報告, Vol.18, pp.113-130.
- 高橋重雄・菅野高弘・富田孝史・有川太郎・辰巳大介・加島寛章・村田進・松岡義博・中村友昭 (2010) : 2010年チリ地震・津波による港湾・海岸の被害に関する調査報告書, 港湾空港技術研究所報告, 印刷中.
- 辰巳大介・富田孝史 (2008) : 震央位置を利用したインバージョン手法によるリアルタイム津波予測, 港湾空

- 港技術研究所報告, 第47巻第3号, pp.55-73.
- 辰巳大介・富田孝史 (2010): 2010年チリ地震津波の数値計算, 土木学会第65回年次学術講演会講演概要集, II-076, pp.151-152.
- 谷岡勇市郎・Aditya Gusman (2010): 津波波形から推定される2010年チリ巨大地震 (Mw8.8)の震源過程, 日本地球惑星科学連合2010年大会発表予稿集, MIS050-P04.
- 富田孝史・柿沼太郎 (2005): 海水流動の3次元性を考慮した高潮・津波数値シミュレーターSTOCの開発と津波解析への適用, 港湾空港技術研究所報告, 第44巻第2号, pp.83-98.
- 名古屋大学地震火山・防災研究センター (ホームページ): NGY 地震学ノート No.25, [http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2010/NGY25.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2010/NGY25.html).
- Aida, I. (1972): Estimation of the Offshore Form of Tsunami Waves, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, Vol.28, pp.220-227.
- British Oceanographic Data Center (2003): Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, CD-ROM.
- British Oceanographic Data Center (ホームページ): Gridded Bathymetric Data Sets (GEBCO\_08 Grid), [https://www.bodc.ac.uk/data/online\\_delivery/gebco/](https://www.bodc.ac.uk/data/online_delivery/gebco/).
- IUGG Tsunami Commission (ホームページ): Tsunami Measurement Data Compiled by IUGG Tsunami Commission, <http://www.nda.ac.jp/cc/users/fujima/TMD/index.html>.
- Kanamori, H. and J. J. Cipar (1974): Focal Process of the Great Chilean Earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol.9, pp.128-136.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The Displacement Fields of Inclined Faults, *Bull. Seismological Society of America*, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe (2000): Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model around Japan, *Journal of Oceanography*, Vol.56, pp.567-581 (なお潮汐予測システムNAO.99bのプログラムは, <http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index.html> から入手) .
- National Data Buoy Center (ホームページ): National Data Buoy Center, <http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml>.
- Pacific Tsunami Warning Center (ホームページ): Tsunami Bulletin Number 027, <http://www.weather.gov/ptwc/text.php?id=pacific.2010.02.28.093706>.
- Tectonics Observatory, California Institute of Technology (ホームページ): Preliminary Result 02/27/2010 (Mw 8.8), Chile, [http://www.tectonics.caltech.edu/slip\\_history/2010\\_chile/index.html](http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2010_chile/index.html).
- West Coast and Alaska Tsunami Warning Center (ホームページ): Offshore Maule, Chile Tsunami of 27 February 2010, [http://wcatwc.arh.noaa.gov/previous.events/Chile\\_02-27-10/Tsunami-02-27-10.htm](http://wcatwc.arh.noaa.gov/previous.events/Chile_02-27-10/Tsunami-02-27-10.htm).
- WXTide32 (ホームページ): WXTide32, <http://www.wxtide32.com/>.

港湾空港技術研究所資料 No.1228

2011.3

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所  
横須賀市長瀬3丁目1番1号  
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社シーケン

Copyright © (2011) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。



古紙配合率70%再生紙を使用しています