

# 東北地方太平洋沖で発生する 地震・津波の調査観測

平成 25 年度  
成果報告書

平成 26 年 5 月

文部科学省 研究開発局

国立大学法人 東京大学 地震研究所

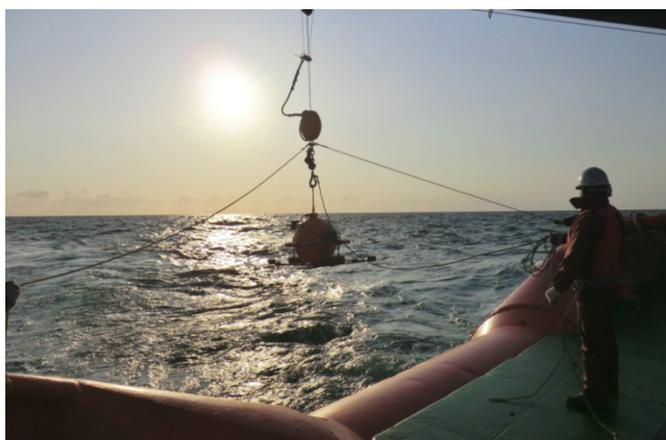
本報告書は、文部科学省の平成 25 年度科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人東京大学地震研究所が実施した平成 25 年度「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」の成果を取りまとめたものです。

本報告書の複製、転載、引用等には文部科学省の承認手続きが必要です。

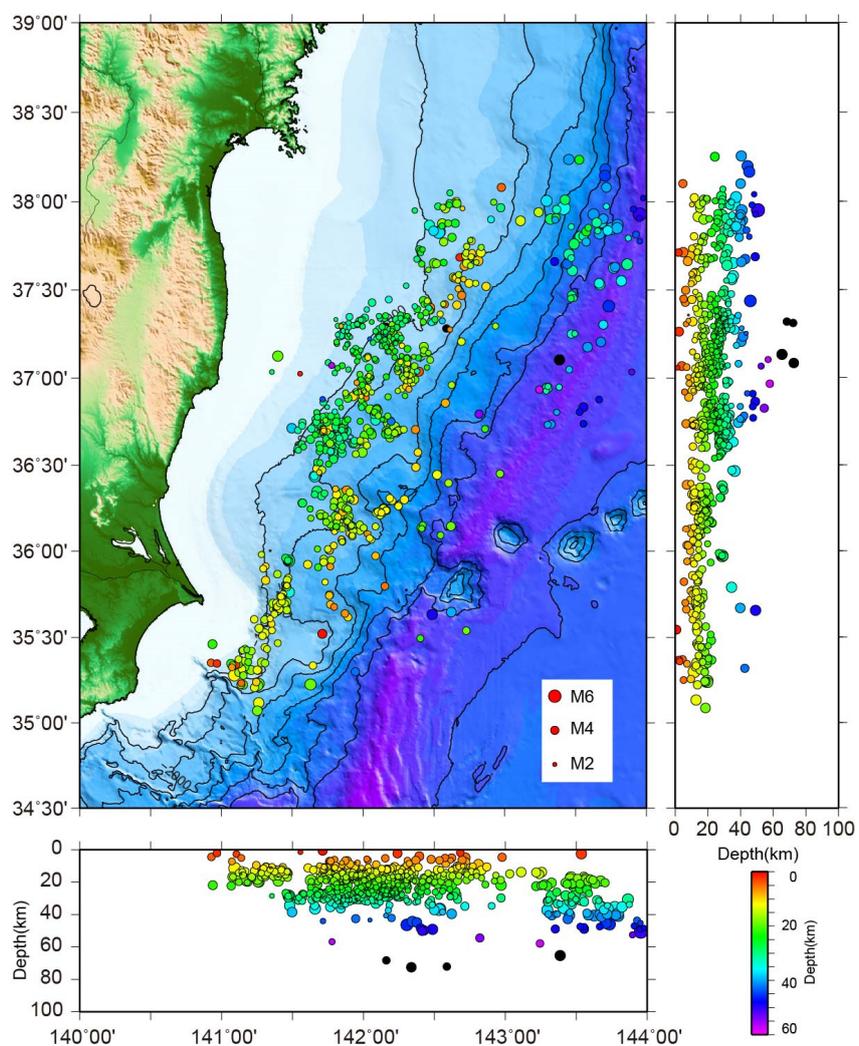
## 目次

グラビア	i
1. プロジェクトの概要	1
2. 業務の実施体制	4
3. 研究報告	
3. 1 海底自然地震観測等	
3. 1. 1 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測	6
3. 1. 2 宮城県沖における海底地震繰り返し観測	21
3. 2 地殻構造調査等	
3. 2. 1 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査	35
3. 2. 2 陸域構造調査	47
3. 3 海底堆積物調査等	
3. 3. 1 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究	64
3. 3. 2 海底地すべりと堆積物の強震動による変形の研究	76
3. 3. 3 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査	86
3. 4 海底地形調査等	
3. 4. 1 海底地形調査	102
4. 全体成果概要	106
5. 成果の論文発表・口頭発表等	109
6. むすび	110
7. 運営委員会	
7. 1 活動報告	112
7. 2 運営委員会委員	120

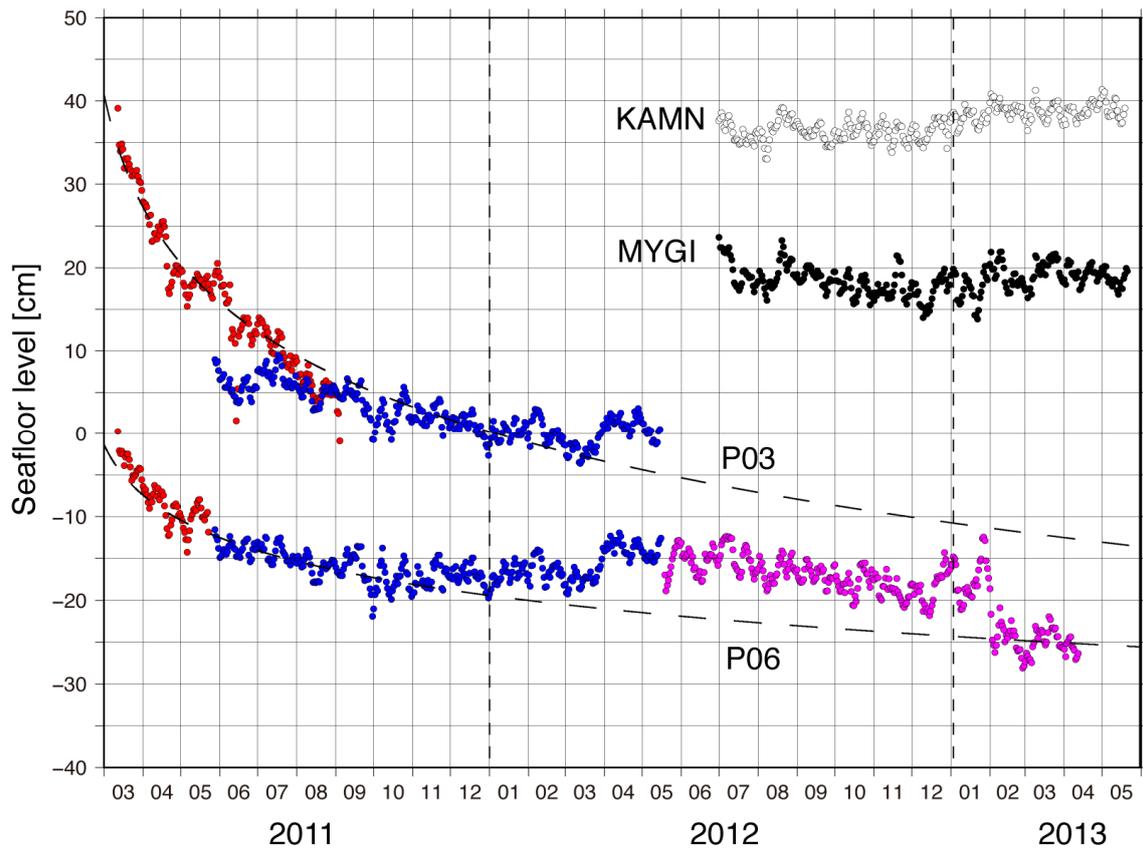
# 1. 海底自然地震観測等 (3.1.1 及び 3.1.2 参照)



観測船甲板に並ぶ長期観測型海底地震計と設置作業の様子。



本研究で得られた海底地震観測データを用いた震源再決定後の震源分布。房総半島沖から福島沖の領域においての 845 個の精度の良い震源分布を得ることが出来た。

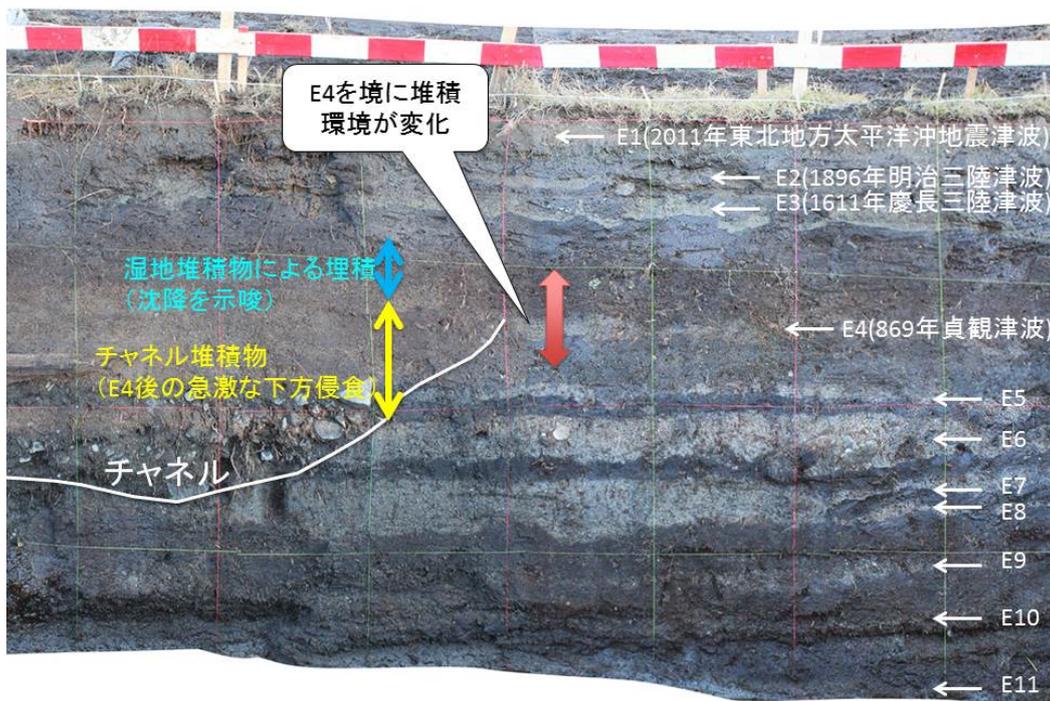


宮城県沖で実施した海底圧力観測で記録された、東北地方太平洋沖地震後の海底上下変動の時間変化。

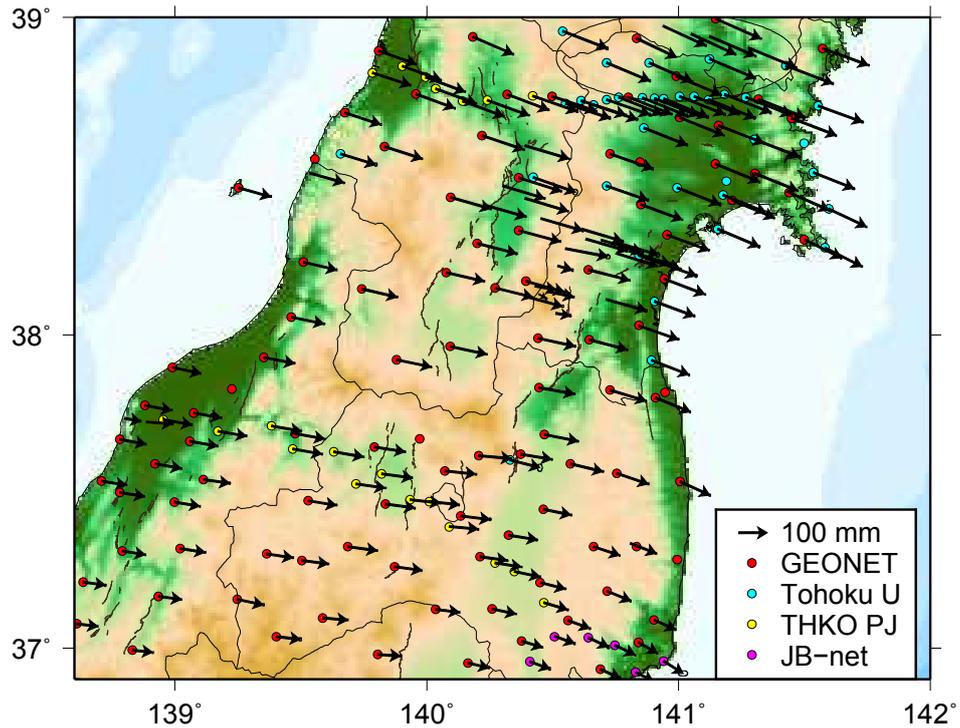
## 2. 地殻構造調査等 (3.2.1及び3.2.2参照)

本サブテーマは、東北地方太平洋岸近傍において発生する可能性のある地殻内地震の痕跡を探りそれらの震源となる活構造のプレート境界型巨大地震サイクルにおける役割を明らかにすることを目的とした。本プロジェクトが平成25年度で終了することになったため、平成24年度から引き続き観測中である三陸海岸沿岸部の海水位変動観測と平成24年度の掘削試料を用いた分析を進めた。海水位変動調査に関しては、観測期間が短く、種々の補正ができていないため、余効変動による非地震性地殻変動を検出・検討するには至っていない。平成24年度に小谷鳥で掘削された試料を使用し、放射性炭素年代測定、テフラ分析、堆積物の物性値測定による古環境解析を実施した。放射性炭素年代測定の結果、平成24年度認められた津波堆積物(E1-E11)のうちE2-E4が下図に示すように歴史津波に対比可能であることが明らかとなった。E2が1896年明治三陸津波、E3が1611年慶長三陸津波、E4が869年貞観津波にそれぞれ対比される。特に869年貞観津波に対比される津波堆積物の前後では堆積環境が大きく変化、すなわち、その層相や堆積物の物性値(密度・強熱減量)の変化から推定される湿地環境を考慮するとE4を境に地下水位の低い環境から高い環境へ変化したことが示唆される。これらと顕著なチャンネル堆積物の存在は、調査地付近の海岸低地がE4直後の急激な下方侵食とその後の緩慢な沈降を経験してきた様子を示している可能性がある。

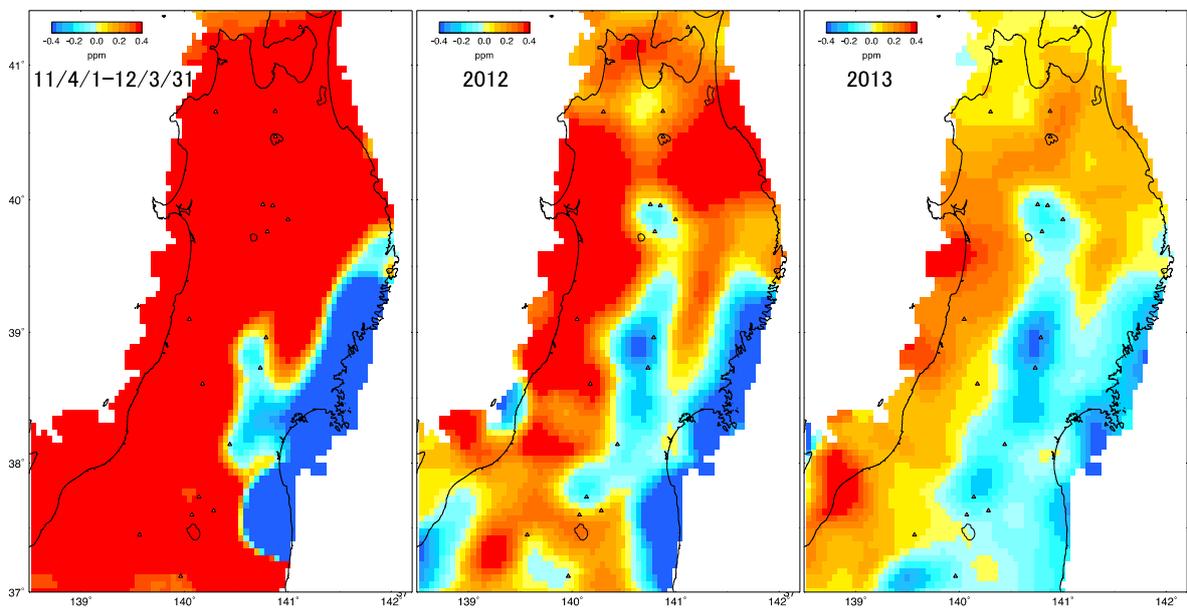
### ○小谷鳥トレンチ東壁面



平成24年度に実施された小谷鳥トレンチで見出された11層の津波堆積物(E1-E11)のうち、平成25年度分析により、E1:2011年東北地方太平洋沖地震津波、E2:1896年明治三陸津波、E3:1611年慶長三陸津波、E4:869年貞観津波と対比された。また、E4前後での堆積環境変化からE4後の垂直変動が読み取れる。



本研究により新設された石巻-酒田間及びいわき-新潟間の2測線 (GPS 連続観測点 20 点、黄丸印) から得られたデータを周辺の既存 GPS 連続観測点と併合処理し、現在進行中の余効的地殻変動を明らかにした。



2011 年 4 月以降の面積ひずみ分布を見ると東北地方太平洋沖地震震源域近傍の太平洋沿岸では本震後早い段階から収縮ひずみが見られる。同時に本震発生前にひずみ集中帯と認識されていた脊梁山脈沿いでも収縮ひずみ域が徐々に拡大している。

3. 海底堆積物調査等 (3.3.1, 3.3.2及び3.3.3参照)

NT13-19 PC08



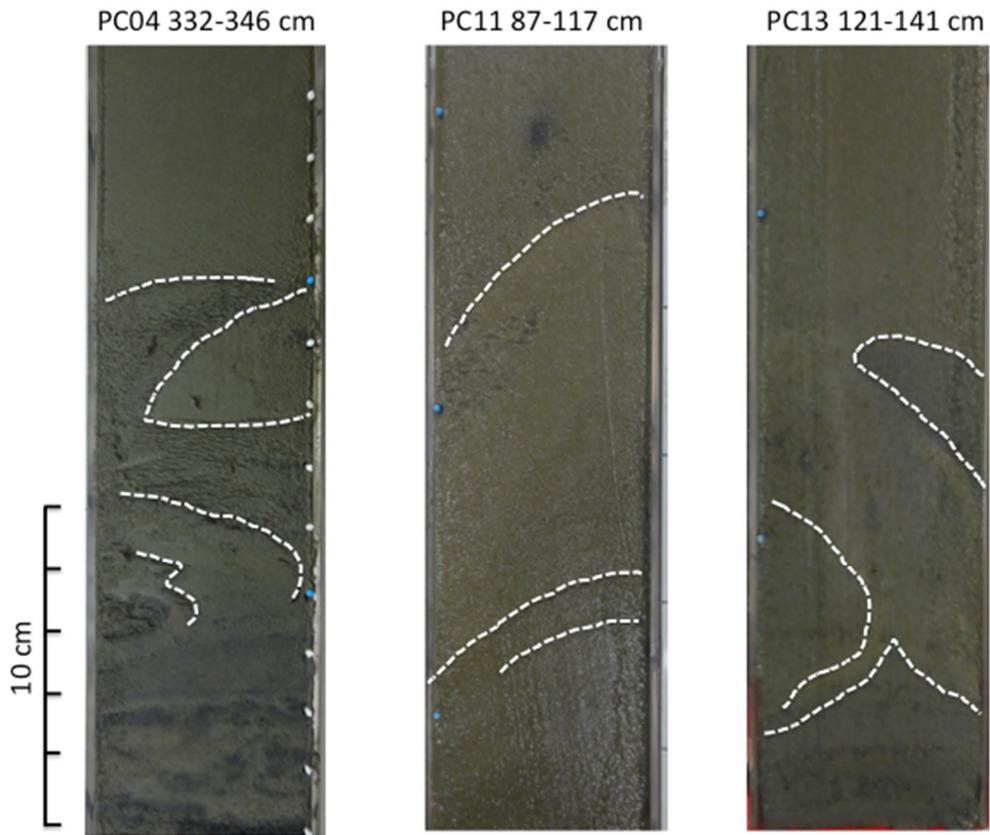
榛名-伊香保テフラ(Hr-FP)

NT13-19 PC17

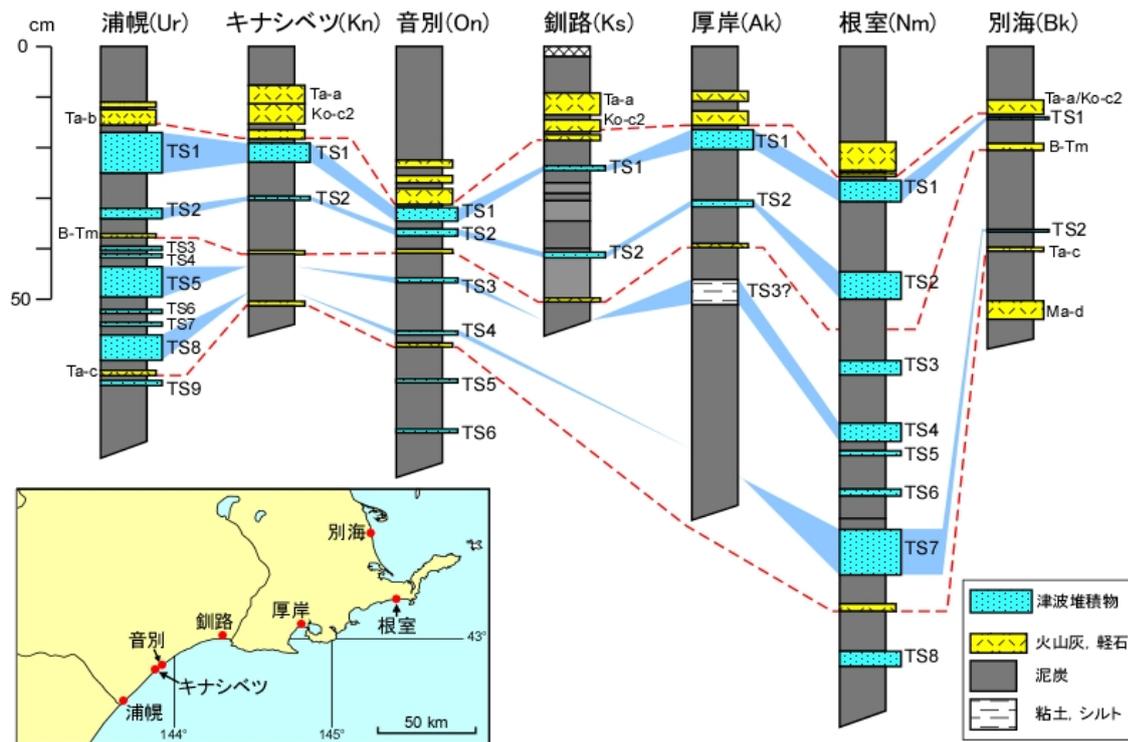


十和田-aテフラ(To-a)

三陸沖海底堆積物に挟在するテフラ。海底堆積物の堆積年代を決定するのに重要な役割を果たしている。



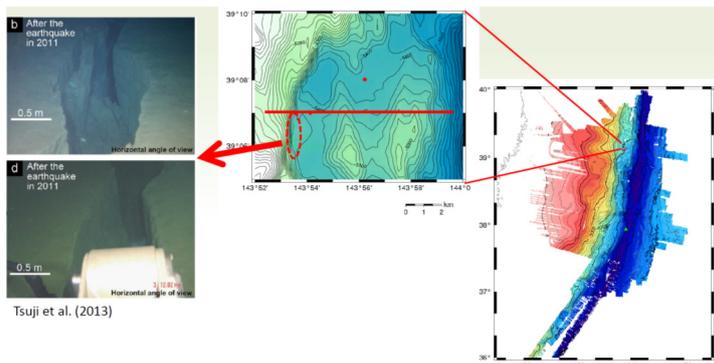
日本海溝の下部陸側斜面平坦部において、表層から数十～数百 cm に流動変形した地層が確認された。過去の東北沖地震に関連して形成された可能性が考えられる。白破線は層構造を示す。



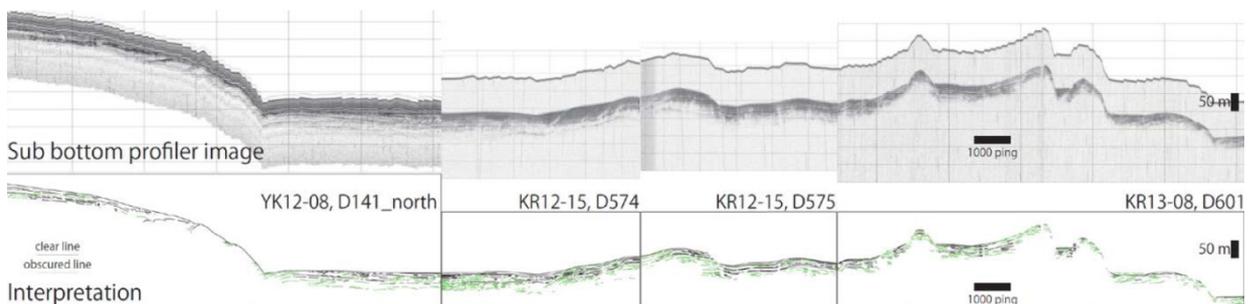
太平洋沿岸（浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室）および根室海峡沿岸（別海）における古津波堆積物の層序と対比。それぞれの測線における典型的な層序を示す。津波堆積物（Tsunami Sediment）には TS と、地点ごとに上位から数えた番号を組み合わせた略号を付す。2500 年前から 350 年前の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が少なくとも 4 回発生したと考えられる。また、そのうちの 2 回は、根室海峡沿岸に到達した可能性がある。

#### 4. 海底地形調査等 (3.4.1 参照)

Tsuji *et al.* (2013)で報告されている北緯 39 度 6 分から 7 分での地震後に出来た割れ目付近で実施された大水深での曳航式調査により、これまでに無い約 10km におよぶ測線での微細な地層構造を得ることができた。YK12-08 航海では調査船よこすか搭載曳航体(以降、YKDT)に搭載した FM チャープ波を用いる高精度 SBP(Sub bottom profiler)を、KR12-15、KR13-08 航海では「かいこう 7000 II」のランチャーに搭載されたパラメトリック式 SBP をそれぞれ用いて 5,000m 超の大水深域で実施した。CTD(Conductivity temperature depth profiler)の深度の情報を用いて、深度補正を行って地下構造を得た。船上からの SBP やマルチチャンネル音波探査では検出不可能な、海底下 30~50m 程度の地下構造をメートルオーダーの分解能で得ることができた。図 2 は得られた 10km の測線の地下構造を示している。測線中に複数の断層構造を見て取ることができる。この測線に沿ってピストンコアリングによる堆積物サンプル採取を行う事で、断層の動いた年代などの推定を行う事が可能となるはずである。



曳航式調査を実施した測線の位置と海底面の割れ目の様子。



上図は得られた生データに深度補正を行った地層データ。下図は地層データを元に地層・断層の抽出を行った解釈図。

## 1. プロジェクトの概要

地震調査研究推進本部では、これまで過去に発生した地震データに基づき、同じ領域で同等の規模の地震が繰り返し発生するという考え方で地震の規模や発生確率等の長期評価を行ってきた。しかしながら、平成 23 年 3 月に発生した 2011 年東北地方太平洋沖地震（以下、東北地方太平洋沖地震）のように、複数の領域が連動して発生する地震については、過去の知見が少なかったことから評価は行われていなかった。また、地震発生に伴う津波について、これまでは過去に発生した地震による津波の高さ等を示してきてはいたが長期評価は行われておらず、防災に資する情報を提供するには不十分だった。

東北地方太平洋沖地震については、マグニチュード (M) 9.0 というこれまでに日本国内で観測された最大の地震であり、現在でも活発な余震活動や余効変動が続いている。今後も大きな余震やそれに伴う津波が発生する可能性が高いことから、今回の地震の震源域に隣接する領域を含めた広い陸海域での調査観測や研究を行い、今回の地震のような巨大な海溝型地震や津波の発生メカニズム等の解明を図り、防災・減災に資する情報を収集することが重要である。そのため、平成 23 年度より、千島海溝から日本海溝沿い（根室沖から房総沖まで）の海域において、地震・津波の調査観測を行い、本海域で今後発生する地震・津波の規模や発生確率等の評価の高度化に資することを目的とした調査観測研究が開始された。当初は、平成 23 年度から始まる 5 ヶ年の事業として発足したが、事業途中で、事業期間を 3 年間で短縮して実施することとなった。

本事業では、東北地方太平洋沖地震震源域及びその周辺の海域において今後発生する地震・津波の規模や発生確率等の評価の高度化に資するため、以下に示すサブテーマ①～⑤を実施し、本事業において収集した観測データ等を一元的に管理・保管し、広く一般に提供することとする。

### ① 海底自然地震観測等

東北地方太平洋沖地震の震源域および、隣接しており将来的な大地震が懸念される海域で自然地震観測を行い、広帯域のデータを含む十分な精度のデータを取得する。得られたデータを用い、津波予測に必要な深部や海溝外側の地震活動や地殻構造を把握し、将来発生する可能性のある大規模津波発生の評価や海溝型地震の発生確率の評価につなげる。さらに、巨大地震と低周波イベント等の関連性を調べ、その結果を現在南海トラフで観測されている低周波イベントと比較することにより、巨大地震と低周波イベント等の関連性の検討を行う。

### ② 地殻構造調査等

陸域から日本海溝にかけての範囲において深部構造、浅部構造のイメージングを行い、東北地方太平洋沖地震の津波波源域での断層分布やその南北延長を明らかにするとともに、④で得られる海底地形観測データ等と統合して地震発生履歴評価のための基礎データを収集する。また、海域から陸域にわたるプレートや地殻内の断層形状を明らかにするために、海陸統合の地殻構造探査を行う。また、海成段丘等の地形地質調査を行うことにより、地質年代推定の精度を向上させて過去の地質形成履歴を明らかにする

### ③ 海底堆積物調査等

東北地方太平洋沖地震での震源域付近において、海底の表層の堆積物中から試料を採取し、地震による海底斜面崩壊等により堆積した濁流物等を検出する。地震性堆積物の認定や年代測定等を行い、堆積構造も明らかにする。陸上における津波堆積物調査からでは得られない震源域での過去の地震の発生履歴や震源域の広がりを明らかにする。また、沿岸における歴史時代の地震や津波の履歴に関する古文書や古絵図等を収集して発生場所や時期、規模、被害状況等を解析し、収集した史料のデータベース化を行う。津波堆積物の分布や過去の地形情報から遡上シミュレーションを行い、過去の地震の断層モデルの検討を行う。

### ④ 海底地形調査等

東北地方太平洋沖地震の震源域付近の海底において、変動地形（断層が動いた跡）や地殻構造を明らかにするとともに、東北地方太平洋沖地震で発生したと考えられる海底の地すべりの分布等を推定するための地形の調査を行う。日本海溝付近の近傍を含む海域で、高精度の変動地形、地すべりを含んだ地形マップを作成する。

### ⑤ 「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」の管理・運営

「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測運営委員会」を開催し、プロジェクトの総括的・効率的な運営を図る。また、サブテーマ①～④を統合した年次報告書の作成に協力する。

平成 25 年度は、本事業の最終年度であり、各サブテーマが連携しながら、以下に示す目標と事業方法により、研究を実施した。

### ① 海底自然地震観測等

#### (1-1) 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測

東北地方太平洋沖地震の震源域南部に平成 24 年度に設置した広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計を回収する。回収した海底地震計からデータを回収し、詳細な地震活動を明らかにする解析を実施する。

#### (1-2) 宮城県沖における海底地震繰り返し観測

平成 24 年度に設置した宮城県沖の長期観測型自己浮上式海底地震計及び長期観測型自己浮上式海底水圧計を回収する。回収されたデータの解析を実施する。

### ② 地殻構造調査等

#### (2-1) 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査

東北地方太平洋沖地震後の余効変動（非地震性変動）を正確に把握するために三陸海岸に設置した水圧計を用いた臨時験潮場のデータを回収し、地殻変動の解析を行う。なお、観測は平成 25 年度で終了する。また、これらと前年度実施した完新世低地のボーリング調査・トレンチ調査及び高分解能数値標高モデル (DEM) による地形解析による成果と合わせて海岸を隆起・沈降させてきた沖合の活構造の活動に由来する地震性地殻変動について考察する。

#### (2-2) 陸域構造調査

東北地方太平洋沖地震に伴う大規模な余効変動を空間的に高分解能で捉えることを目的として、稠密アレイ GPS 観測を陸域測線上で行う。

### ③ 海底堆積物調査等

#### (3-1) 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究

平成 24 年度までに採取された海底堆積物コアの堆積構造解析を実施し、東北地方太平洋沖地震による堆積層の認定とその特徴の把握を行う。また、堆積物コア中の同様な構造を有する堆積層の識別から、過去における同様な地震の発生履歴の検討を行う。調査航海と採取試料の解析は海洋研究開発機構との密接な連携の下に実施する。

#### (3-2) 海底地すべりと堆積物の強震動による変形の研究

平成 24 年度までに実施された採泥により、採取した試料の物性測定、岩相観察から日本海溝周辺の海底地すべりに伴った堆積層の特徴や、表層堆積物の強震動変形の特徴の把握を行う。また、東北地方太平洋沖地震以前に同様な変動を示す堆積層が存在するか検証する。調査航海と採取試料の解析は産業技術総合研究所と密接な連携の下に実施する。

#### (3-3) 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査

平成 24 年度までに実施された北海道太平洋沿岸及び三陸沿岸を対象に、ジオスライサーによる掘削調査などの津波堆積物調査データにより、この地域における過去の地震、津波の履歴や遡上範囲等の評価を行う。個々の津波堆積イベントを対比し、同一イベントを特定するため、粒子画像分析装置を用いた堆積物の粒度分析・堆積物の組成分析等を実施する。

### ④ 海底地形調査等

#### (4-1) 海底地形調査

平成 24 年度に得られたデータを用いて、地形調査・浅部地質構造調査を実施する。また、同時に得られた船舶搭載の重力計・磁力計を用いた地球物理データについても前年度までの取得データと併せてデータの精査、コンパイルを行う。

### ⑤ 「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」の管理・運営

プロジェクトの効率的な推進を図るために、本計画の代表研究機関である国立大学法人東京大学地震研究所、分担研究機関と関連する研究機関、研究者等より構成される「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測運営委員会」を 2 回開催し、プロジェクトの総括的・効率的な運営を図る。また、サブプロジェクト①～④を統合した年次報告書を作成する。

## 2. 業務の実施体制

調査観測項目	担当機関	担当者
研究代表者	国立大学法人 東京大学地震研究所	篠原 雅尚
<b>1 海底自然地震観測等</b>		
1-1 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測	国立大学法人 東京大学地震研究所	篠原 雅尚 塩原 肇 酒井 慎一 望月 公廣 山田 知朗 一瀬 建日 八木 健夫 藤田 親亮 阿部 英二
1-2 宮城県沖における海底地震繰り返し観測	国立大学法人 東北大学	日野 亮太 伊藤 喜宏 太田 雄策 飯沼 卓史 平原 聡 中山 貴史 鈴木 秀市 出町 知嗣 海田 俊輝
<b>2 地殻構造調査等</b>		
2-1 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査	国立大学法人 千葉大学 国立大学法人 東北大学 国立大学法人 千葉大学 国立大学法人 千葉大学 国立大学法人 東京大学 国立大学法人 東北大学 国立大学法人 北海道大学 財団法人 地盤環境研究所	宮内 崇裕 石村 大輔 吉田 修二 金田 平太郎 池田 安隆 今泉 俊文 平川 一臣 越後 智雄
2-2 陸域構造調査	国立大学法人 東京大学地震研究所 国立大学法人 東北大学 国立大学法人 東北大学 国立大学法人 東北大学 国立大学法人 東北大学	篠原 雅尚 三浦 哲 太田 雄策 出町 知嗣 立花 憲司

<b>3 海底堆積物調査等</b>		
3-1 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究	独立行政法人 産業技術総合研究所	池原 研 荒井 晃作 田村 亨 天野 敦子 佐藤 智之 宇佐見 和子
3-2 海底地すべりと堆積物の強震動による変形の研究	独立行政法人 海洋研究開発機構	金松 敏也
3-3 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査	国立大学法人 北海道大学	谷岡 勇市郎 西村 裕一 中村 有吾 アディティア・リ アディ・グスマン
<b>4 海底地形調査等</b>		
4-1 海底地形調査	独立行政法人 海洋研究開発機構	笠谷 貴史 浅田 美穂 富士原 敏也

### 3. 1. 1 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 23 年度
  - 2) 平成 24 年度
  - 3) 平成 25 年度

#### (2) 平成 25 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
  - 1) 観測点配置の策定及び調整
  - 2) 広帯域海底地震計・長期観測型海底地震計等の整備
- (c) 業務の成果
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 1 海底自然地震観測等

#### 3. 1. 1 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	篠原 雅尚
国立大学法人 東京大学地震研究所	准教授	塩原 肇
国立大学法人 東京大学地震研究所	准教授	酒井 慎一
国立大学法人 東京大学地震研究所	准教授	望月 公廣
国立大学法人 東京大学地震研究所	助教	山田 知朗
国立大学法人 東京大学地震研究所	助教	一瀬 建日
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術職員	八木 健夫
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術職員	藤田 親亮
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術職員	阿部 英二

(c) 業務の目的

地震及び津波発生可能性の長期評価、津波の高精度予測など海溝型地震の長期評価の高度化に資することを目的として、主に東北地方太平洋沖地震震源域を対象として、長期観測型自己浮上式海底地震計による地震観測を行う。対象域では、海底地震観測により、東北地方太平洋沖地震発生前における正確な地震活動が求められている。東北地方太平洋沖地震は、震源域及び周辺に大きな影響を及ぼしていることが考えられる。そのため地震発生後に、長期観測型自己浮上式海底地震計による地震観測を行い、地震発生後の正確な地震活動を明らかにする。また、トモグラフィー的手法により観測域下の地殻構造を推定する。広帯域海底地震計も用いることにより、低周波イベント等の特異な現象についても観測を行い、より詳細な地震活動を明らかにする。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 23 年度：

東北地方太平洋沖地震震源域南部に設置する広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計計 40 台の整備を開始した。なお、一部の海底地震計には、高精度水圧計を搭載し、海底の上下変動を含めた、より広い帯域での観測を行った。さらに震源決定に必要な情報収集を行った。また、引き続き実施する観測に向けて、広帯域海底地震計 12 台の整備を開始したとともに、観測機材・消耗品を計画的に準備した。

2) 平成 24 年度：

東北地方太平洋沖地震の震源域南部に広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計計

40 台を設置し、自然地震観測を行った。設置後に、震源決定に必要な情報収集を行った。観測終了後、設置した広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計計 40 台を回収すると共に、観測を継続するために、新たに広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計計 40 台を設置した。本年度に設置した海底地震計は、約 1 年間の海底地震観測を実施した。なお、一部の海底地震計には、高精度水圧計を搭載し、海底の上下変動を含めた、より広い帯域での観測を行った。回収した海底地震計からデータを回収し、詳細な地震活動を明らかにする解析をすすめた。また、広帯域海底地震計 12 台の整備を完了し、観測に利用した。

### 3) 平成 25 年度：

東北地方太平洋沖地震の震源域南部に、平成 24 年度に設置した広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計の回収作業を行った。4 台の長期観測型海底地震計はトラブルにより回収することが出来ず、36 台の海底地震計を回収した。回収した海底地震計からデータを回収し、詳細な地震活動を明らかにするために解析を進めた。また、本年度回収した一部の海底地震計には、高精度水圧計を搭載し、海底の上下変動を含めた、より広い帯域での観測を行った。これまでに本計画で得られた震源分布と地震波速度構造との比較や、過去に得られた地震活動との比較を行った。その結果、地震活動度や地震発生場所に時間変化が見られる事がわかった。

## (2) 平成 25 年度の成果

### (a) 業務の要約

本業務は、地震（津波）発生可能性の長期評価、津波の高精度予測など海溝型地震の長期評価の高度化に資することを目的とし、日本海溝・千島海溝周辺を対象に長期観測型自己浮上式海底地震計による地震観測を行った。平成16年度から平成20年度にかけて、文部科学省委託事業「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により、日本海溝・千島海溝周辺域に、1年間観測できる長期観測型海底地震計が設置され、海域における精度の高い震源分布が得られた。東北地方太平洋沖地震はその規模の大きさ ( $M=9.0$ ) から、震源域はもとより、その周辺に大きな影響を及ぼしている。そのため地震発生後に、長期観測型自己浮上式海底地震計による地震観測を行い、地震発生後の正確な地震活動を明らかにすることは重要である。平成24年11月には、福島沖に海底地震計40台を設置し、長期海底地震観測を開始した。観測海域は、本研究計画において、平成24年4月から11月に観測を行った房総沖の海域に隣接する。本年度は、平成25年11月にこれら40台の海底地震計の回収作業を行い、福島沖での観測を終了した。回収した海底長期観測データの処理を行い、福島沖の領域における地震活動の正確な把握に努めた。また、これまでに本研究の2回の観測で得られた精度の高い震源分布と過去に得られた震源分布、地震波速度構造との比較などを行い、地震活動の時間変化などの把握を行った。

### (b) 業務の実施方法

#### 1) 観測点配置の策定及び調整

本研究テーマは、海域で観測を実施するために、これまでの観測結果を考慮し、観測点配置の策定を行った。また、海底地震計の設置作業にあたって、現地関係機関（者）等と作業概要等の連絡調整を実施した。

## 2) 広帯域海底地震計・長期観測型海底地震計等の整備

東京大学地震研究所所有の広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計による観測に向けて動作確認と組み立て等の整備を東京大学地震研究所で実施した。また、音響通信制御装置、GPS 時計制御システム、海底地震観測用 GPS 測位システム等の設置作業支援装置についても動作試験等を行い総合的な整備を実施した。

### (c) 業務の成果

2011年3月11日午後2時46分頃、東北地方太平洋沖で日本国内観測史上最大のM9.0の巨大地震が発生し、宮城県では震度階最大である震度7を記録したのをはじめ、北海道から関東地方にかけての広範囲で強い揺れが観測された。この地震に伴いM7以上の余震が多数発生したほか、日本の太平洋沿岸で高さ15mを超える津波が観測され、大きな地震動・津波被害が発生した。この地震は陸側のプレートとこれに沈み込む太平洋プレートとの間のプレート境界で発生した地震であり、余震域の広がりには南北約500kmにわたる。遠地実体波や津波による解析では、海溝近くで特に大きな滑りがあったと推定されている。このような巨大な地震が、沈み込む海洋プレートの浅い部分の海溝近くで発生するメカニズムは、まだ良く解明されておらず、巨大地震の詳細な発生過程を明らかにする必要がある。この地震に伴いM7クラスの余震が多数発生したほか、今後もM8クラスの大きな余震の発生も懸念され、これらについて研究することも重要である。

今回の巨大地震の震源域はほとんどが海底下であるため、陸上の観測網だけではその全貌を明らかにすることは困難である。海底地震観測によるデータと陸上観測網のデータとあわせて解析することにより余震分布を高精度で決定し、震源断層の位置、形状を明らかにする必要があり、本震直後から、自己浮上式海底地震計(OBS)を用いた緊急余震観測が実施され(図1)、本震から2ヶ月後までの正確な余震分布が得られた(図2)。その結果、宮城県沖のプレート境界で余震活動が低いこと、陸側プレート内の余震活動が活発なこと、発震機構が本震後に変化したことが明らかとなった(Shinohara *et al.*, 2012a)。特に震源域南部では、日本列島の下に沈み込む太平洋プレートに、南から日本列島の下に沈み込むフィリピン海プレートが接触していることが推定されている(Yamada *et al.*, 2011, Nakahigashi *et al.*, 2012)(図3)。本震の破壊は、日本列島のプレートと太平洋プレートの境界に沿って、宮城県沖の震源から伝播した。本震直後の余震発生域の南限が、茨城県沖の太平洋プレートとフィリピン海プレートが接触している領域に一致しており、本震の破壊がこの領域で停止したことが推定される(Shinohara *et al.*, 2011)。

本研究においては、この先行研究の成果を考慮する形で、東北地方太平洋沖地震の震源域に広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計を設置した。地震観測網は震源域内において年次的に移動する方式をとり、観測優先度の高い領域として、破壊が停止したと考えられる震源域南部から観測を開始することとした。また、高精度の震源決定が可能なように観測点間隔は、20kmよりも短くすることとした。さらに、今回の地震では、海溝付近で大きな津波が発生したことを考慮し(Fujii *et al.*, 2011, Maeda *et al.*, 2011)、広海溝

寄りの地点にも海底地震計を設置した(図4)。また、海底地震計観測では観測点直下の構造、特に堆積層の構造が地震走時に大きな影響を与える。そこで、観測点直下の浅部構造を知る為にエアガンを制御震源に用いた反射法地震探査実験も行った。

平成24年度は、平成24年4月に茨城・房総半島沖の海域に設置した40台の海底地震計ネットワークでの地震観測を継続し、平成24年11月4日から9日にかけて回収作業を行い全台回収された。回収された地震波形データに時刻補正等の処理を行った。さらに、同時期に地震予知計画により実施されていた長期観測型海底地震計観測(図4)で得られたデータも統合し、気象庁一元化震源リストにある地震についてWINシステム(卜部・東田, 1992)を利用してディスプレイ上で目視による検測を行った。解析対象とした地震数は1606個である。それらの地震について、Hirata and Matsu'ura (1987)により震源決定を行った。解析手順としては、震源決定後の各観測点の走時残差を観測点補正值として走時データに加え、再度震源決定するという操作を11回繰り返した。また、走時計算に用いた1次元速度構造は過去に房総半島沖で実施された構造探査実験の結果(Nakahigashi *et al.*, 2012)を基に作成した。解析の結果、震源決定計算が収束し、さらに3点以上の観測点でP波、1点以上の観測点でS波が検測されている事を満たした458個の震源を精度良く求める事が出来た(図5)。得られた震源分布を見ると、茨城・房総半島沖の領域でも海溝軸付近や海溝軸外側の浅部で地震が発生している事がわかる。また、気象庁一元化震源と震源再決定で得られた震源を比較すると(図6)、再決定後の震源位置は全体的に浅くなっている事がわかった。本研究で得られた震源分布及び2011年東北地方太平洋沖地震の余震観測で得られた震源分布(Shinohara *et al.*, 2012a, 2012b)と、房総半島沖で得られた速度構造(Nakahigashi *et al.*, 2012)を比較すると、フィリピン海プレート周辺での地震活動度に時間変化が見られた。また、本研究と東北地方太平洋沖地震発生前に実施された文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」で得られた、茨城沖の震源分布を比較すると、東北地方太平洋沖地震以前はプレート境界付近での地震活動は少なかったが、東北地震後はプレート境界付近で地震活動が見られるようになった事がわかった(図7)。平成24年度の観測は、平成24年4月から11月に観測を行った房総沖の海域に隣接する福島沖の海域で、平成24年8月22日から23日、11月3日から11日の2回に分け、海底地震計の設置作業を行い開始した。観測には32台の長期観測型海底地震計と8台の広帯域地震計を使用している。8台の広帯域地震計のうち4台には高精度水圧計を搭載した。観測実施にあたっては、関係機関(者)等との調整を行い、最終的に海底地形を考慮して水深が1000mより深い海域に海底地震計を設置した(図8)。また、海上保安庁へ海上作業届を提出した。

平成25年度は、平成24年に福島沖の海域に設置した40台の海底地震計ネットワークでの地震観測を継続し、平成25年10月30日から11月7日にかけて回収作業を行った。4つの観測点では回収時にトラブルが発生し、海底地震計を回収することが出来なかった。そのため回収された海底地震計は36台である。回収された地震波形データに時刻補正等の処理を行い、気象庁一元化震源リストにある地震についてWINシステム(卜部・東田, 1992)を利用してディスプレイ上で目視による検測を行った。解析対象とした地震数は998個である。それらの地震について、Hirata and Matsu'ura (1987)により震源決定を行い、精度

のよい 387 個の再決定震源を得た。得られた震源分布を見ると、東北地方太平洋沖地震時に大きな地震時滑りを起こしたと考えられる観測網中央部では地震活動度が低いこと、海溝軸周辺で地震活動が見られることがわかる(図 8)。

これまでに本研究で実施された海底地震観測データを用いた解析で得られた房総半島沖から福島沖にかけての震源分布(図 9)と、東北地方太平洋沖地震直後の余震観測で得られた震源分布(図 2)を比較すると、房総半島銚子沖では、東北地方太平洋沖地震直後は地震活動が見られていたが、本研究の解析期間ではあまり地震活動が見られないこと、福島沖では東北地方太平洋沖地震直後から本研究期間を通して地震活動度が低いことがわかった。

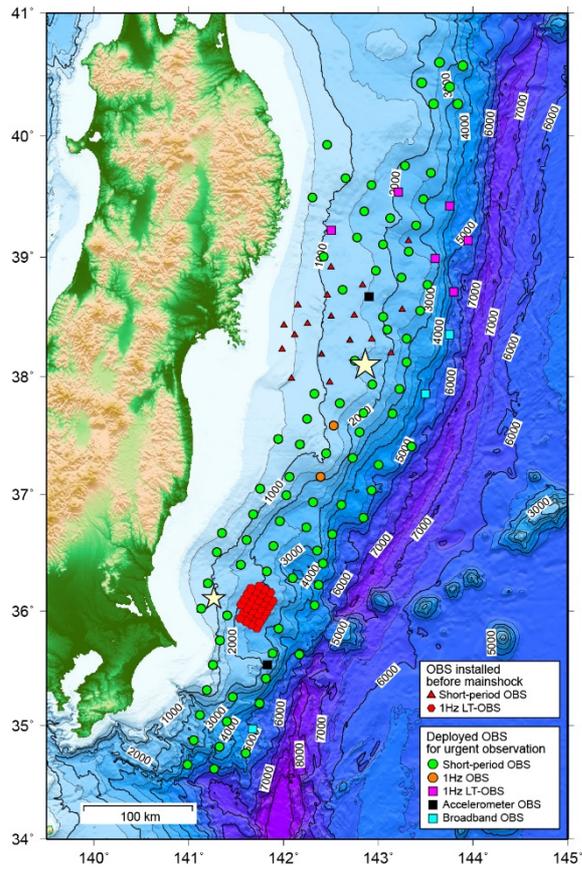


図1 東北地方太平洋沖地震の緊急海底余震観測の観測点分布。2011年4月下旬から6月中旬までの配置 (Shinohara *et al.*, 2011 より引用)

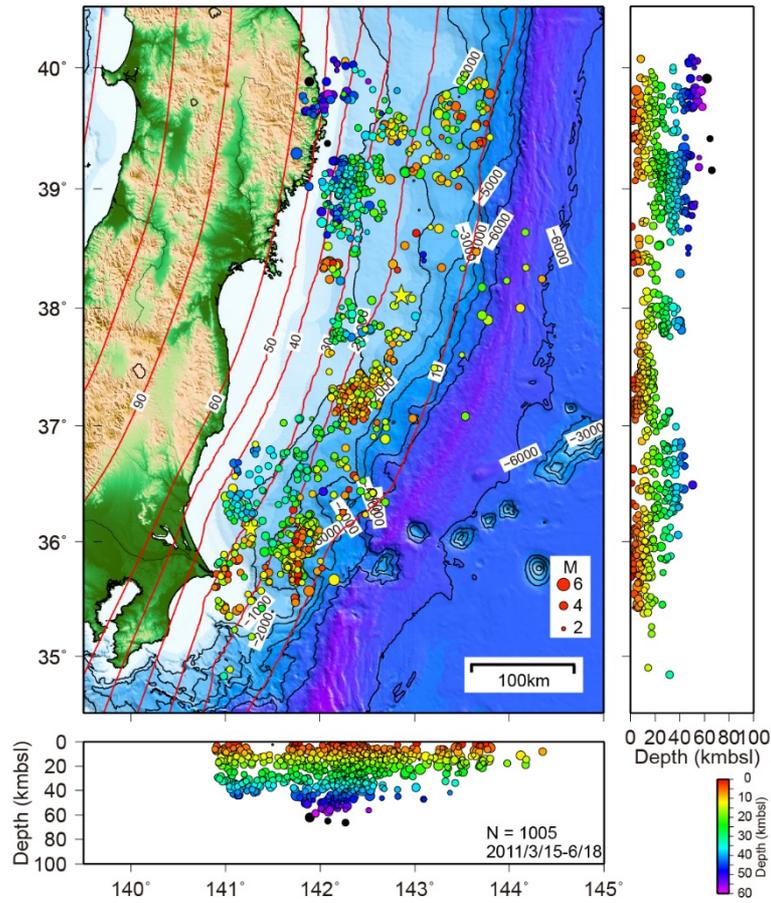


図2 海底地震観測により得られた2011年3月15日から6月18日までの余震分布。余震震源を表す丸の色と大きさは、それぞれ震源の深さとマグニチュードを表す。赤いコンターは、太平洋プレート上面の深度分布を表す (Shinohara *et al.*, 2012a より引用)

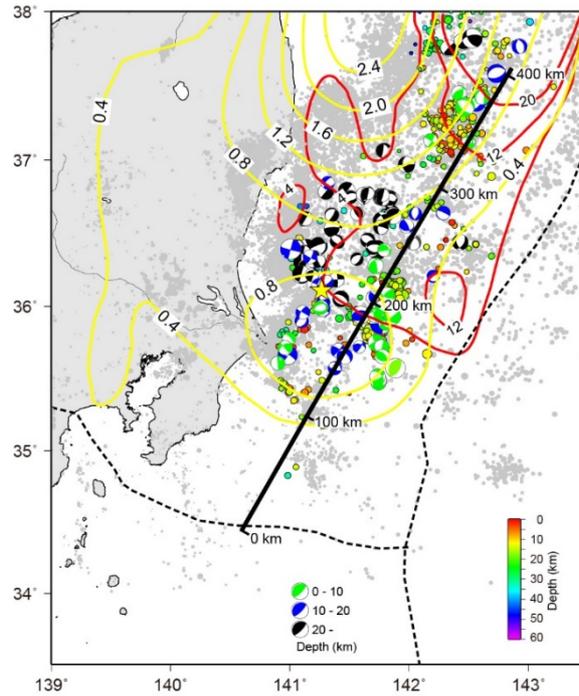


図3 震源域南部での余震位置と震源メカニズム。赤のコンターは、本震時の滑り量分布、黄色コンターは、2011年12月までの余効変動の大きさを表す。黒線は過去の構造探査測線であり、フィリピン海プレートが南から沈み込む様子がイメージングされている (Nakahigashi *et al.*, 2012 より引用)

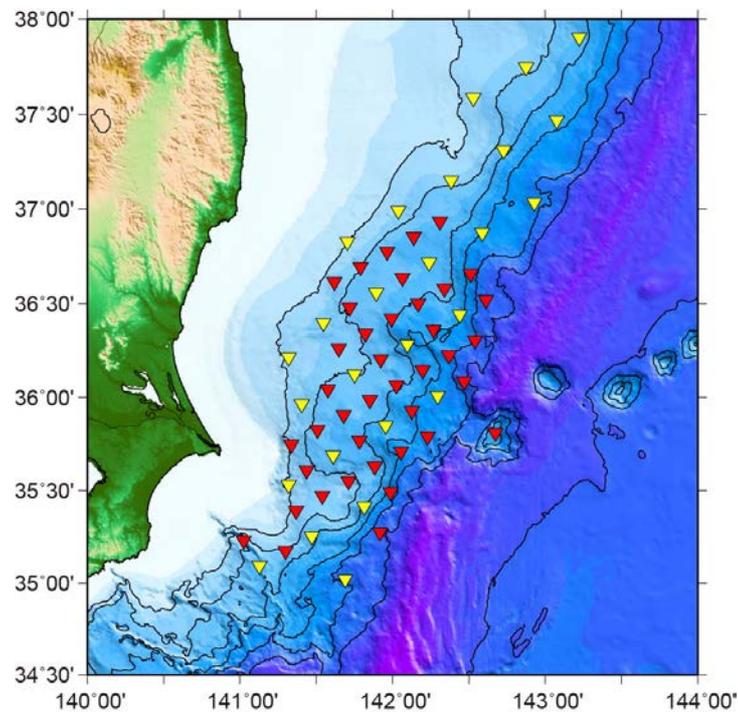


図4 平成23年度に本調査研究と地震予知計画で実施した震源域南部の海底地震観測の観測点配置。赤三角は本調査研究、黄色三角は地震予知計画により設置された長期観測型海底地震計をそれぞれ示す。

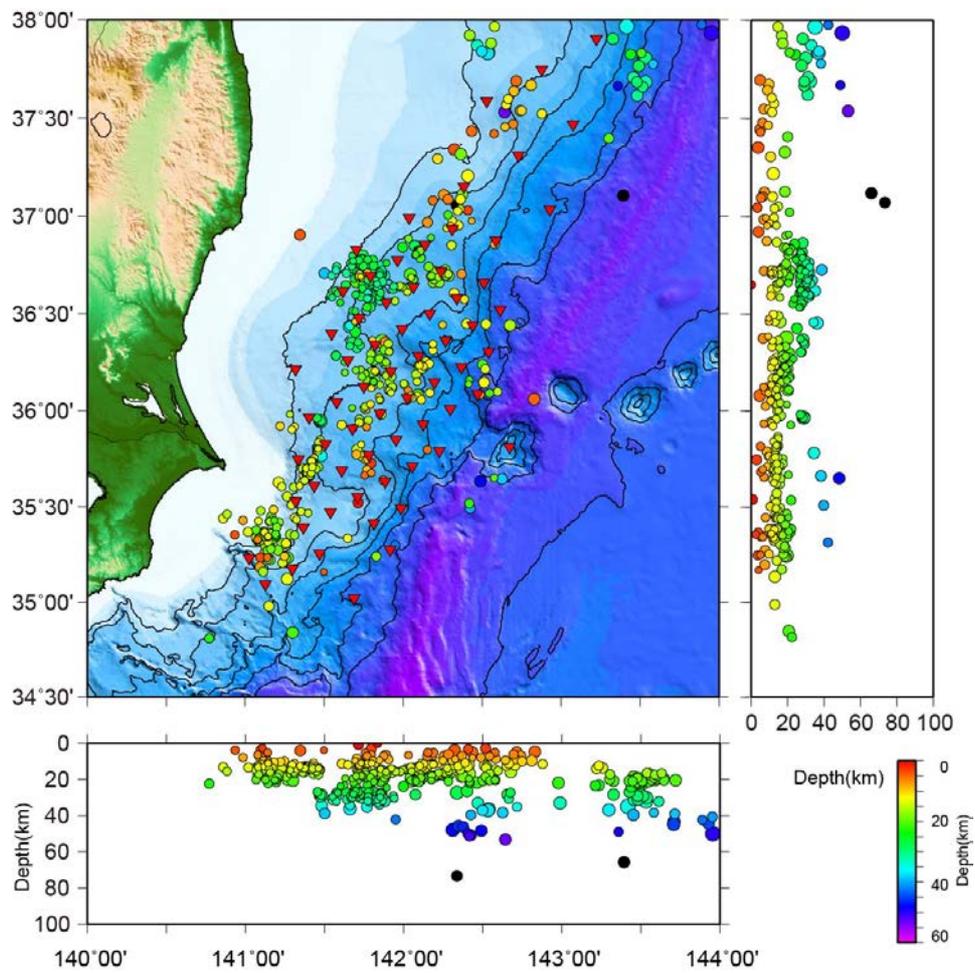


図5 平成23年度に実施した海底地震観測データを用いた震源再決定後の震源分布。赤三角は解析に使用した海底地震計の位置を示す。

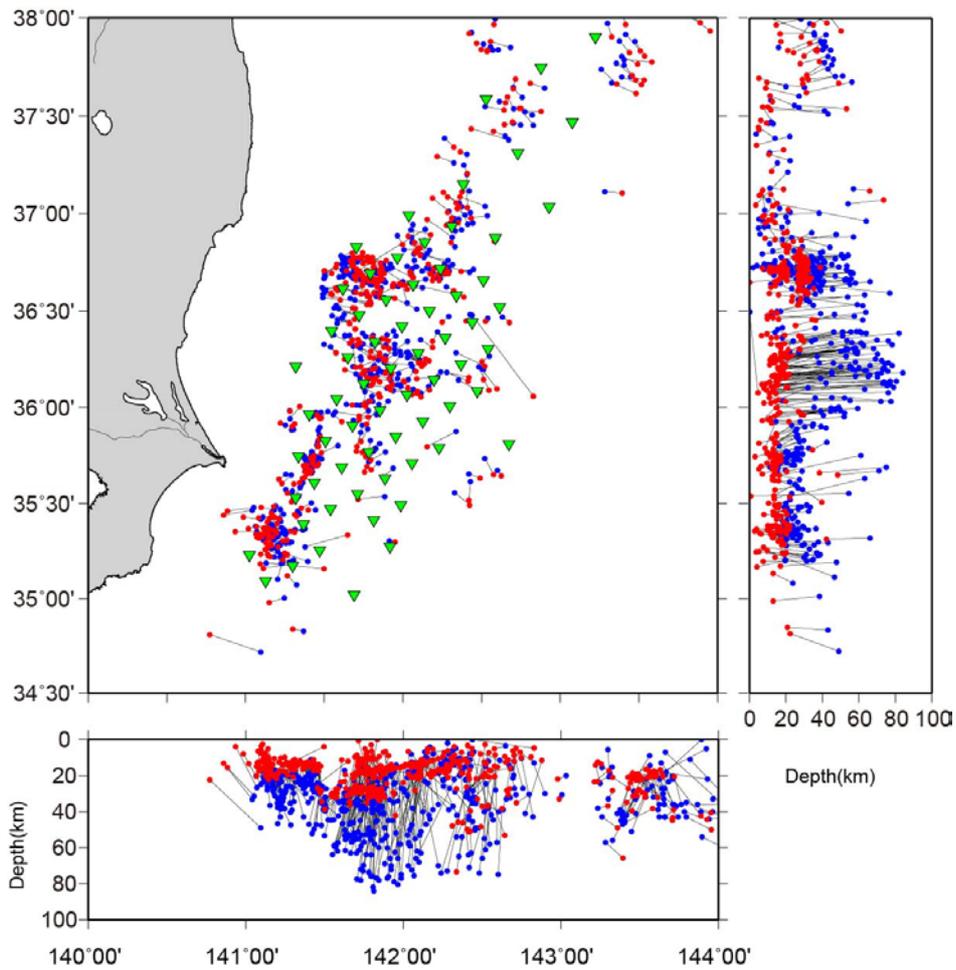


図6 気象庁一元化震源と再決定後の震源との比較。青丸は気象庁一元化震源、赤丸は再決定後の震源をそれぞれ示す。

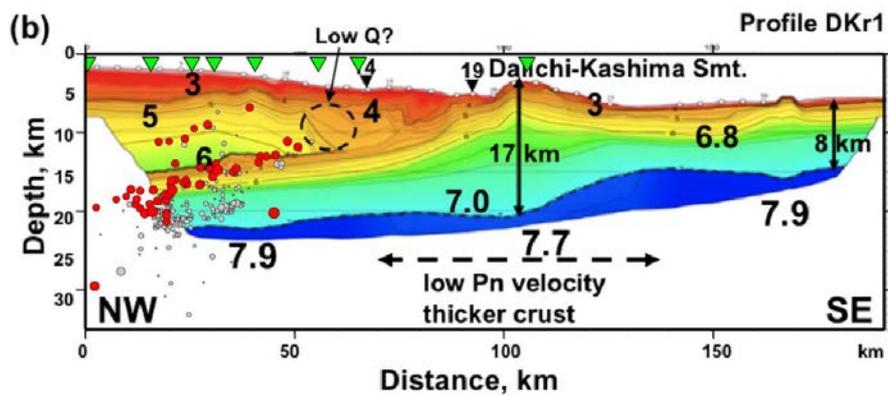


図7 茨城沖で得られた地震波速度構造 (Nishizawa *et al.*, 2009) と余震分布の比較。赤丸は本研究で得られた震源分布。灰色丸は東北地震発生前の震源分布。

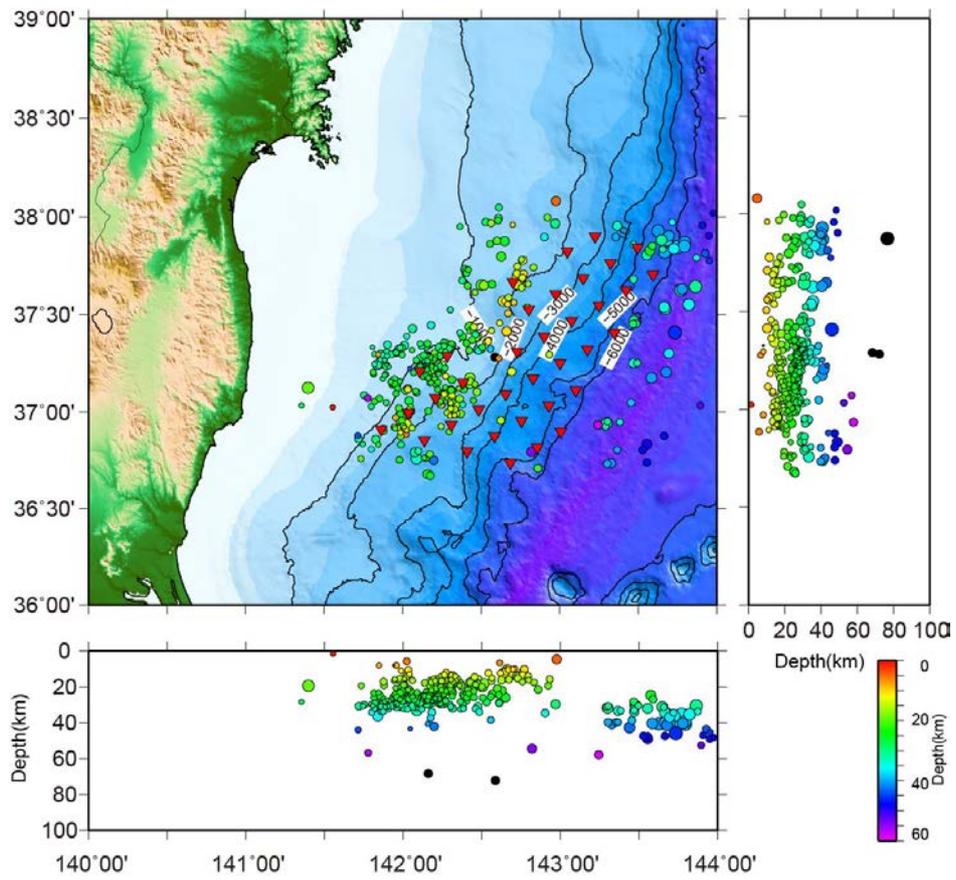


図8 平成24年度に実施した長期海底地震観測で得られたデータを用いた震源再決定後の震源分布。赤三角は解析に使用した海底地震計の位置を示す。

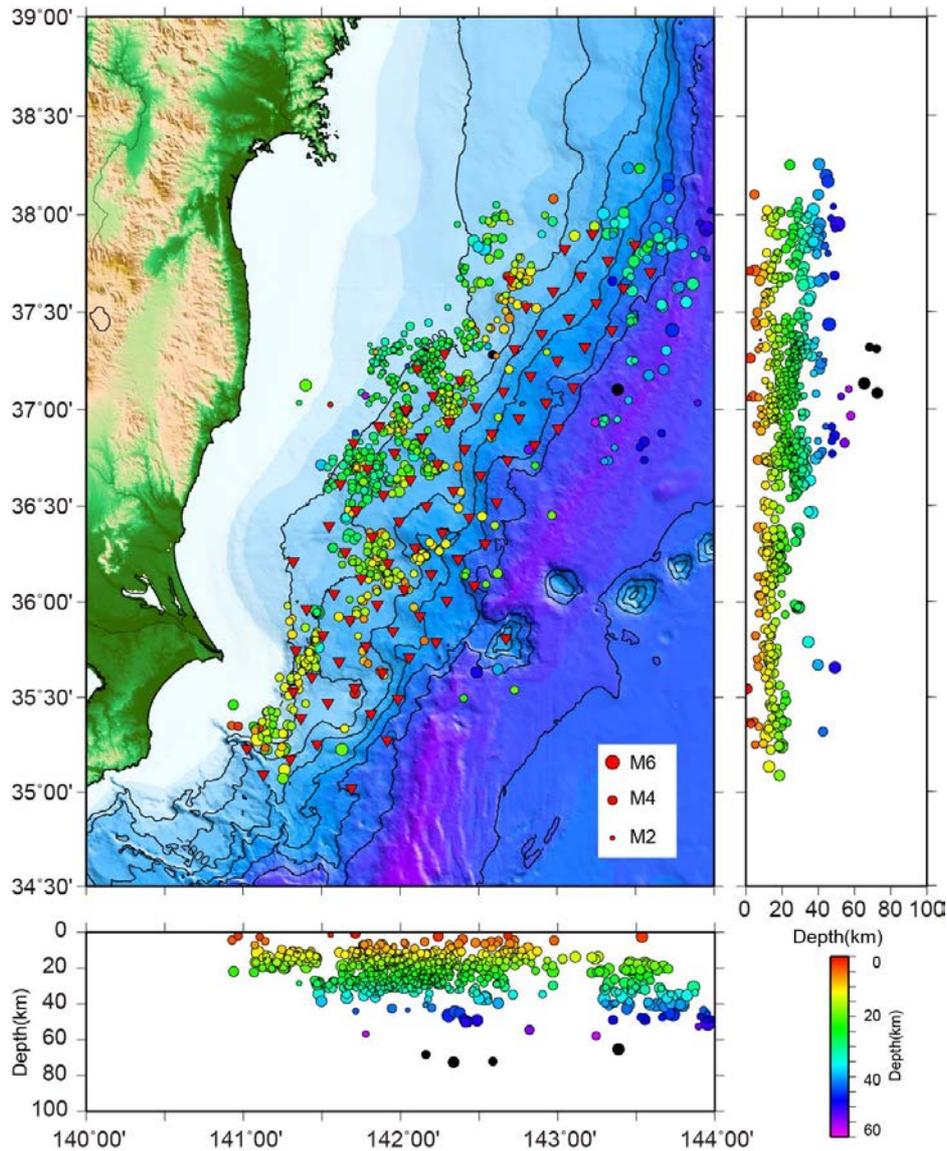


図9 本研究で得られた海底地震観測データを用いた震源再決定後の震源分布。赤三角は解析に使用した海底地震計の位置を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成25年度は、平成24年に福島沖の海域に設置した40台の海底地震計ネットワークでの地震観測を継続し、平成25年10月30日から11月7日にかけて回収作業を行った。4台の海底地震計はトラブルにより回収することが出来ず、36台の海底地震計を回収した。これまでに本研究で実施された2回の海底地震観測データと予知事業計画で実施された海底地震観測で得られたデータを統合処理した解析により、房総半島沖から福島沖にかけての震源分布を得た。得られた震源分布から海溝軸付近や海溝軸外側の浅部で地震が発生している事や、2011年東北地方太平洋沖地震前は見られなかった、茨城沖のプレート境界付近で地震活動が東北地震後に見られるようになるなど、本研究領域で地震活動度や地震発生場所に時間変化が見られる事がわかった。今後さらに低周波イベント等の特異な現象についても把握を進め、より詳

細な地震活動を明らかにする必要がある。

(e) 引用文献

- Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 815-820, 2011.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50-61, 1987.
- Maeda, T., T. Furumura, S. Sakai, and M. Shinohara, Significant tsunami observed at the ocean-bottom pressure gauges at 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 803-808, 2011.
- Nakahigashi, K., M. Shinohara, K. Mochizuki, T. Yamada, R. Hino, T. Sato, K. Uehira, Y. Murai, Y. Ito, and T. Kanazawa, P-wave velocity structure in the southernmost source region of the 2011 Tohoku earthquake, off Boso Peninsula deduced by an ocean bottom seismographic survey, *Earth Planets Space*, **64**, 1149-1156, 2012.
- Nishizawa, A., K. Kaneda, N. Watanabe, and M. Oikawa, Seismic structure of the subducting seamounts on the trench axis: Erimo Seamount and Daiichi-Kashima Seamount, northern and southern ends of the Japan Trench, *Earth Planets Space*, **61**, e5-e8, 2009.
- Shinohara, M., Y. Machida, T. Yamada, K. Nakahigashi, T. Shinbo, K. Mochizuki, Y. Murai, R. Hino, Y. Ito, T. Sato, H. Shiobara, K. Uehira, H. Yakiwara, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, K. Hirata, H. Tsushima, and T. Iwasaki, Precise aftershock distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake revealed by ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, **64**, 1137-1148 2012a.
- Shinohara, M., Y. Machida, T. Yamada, K. Nakahigashi, T. Shinbo, K. Mochizuki, Y. Murai, R. Hino, Y. Ito, T. Sato, H. Shiobara, K. Uehira, H. Yakiwara, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, K. Hirata, H. Tsushima, T. Iwasaki, Precise aftershock distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake revealed by ocean bottom seismic network, 2012 AGU fall meeting, San Francisco, 2012b.
- Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K. Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y. Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S. Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata, Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, **63**, 835-840, 2011.
- ト部卓・東田進也、win-微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム（強化版）、地震学会講演予稿集、1、C22-P18, 1992.

Yamada, T., K. Nakahigashi, A. Kuwano, K. Mochizuki, S. Sakai, M. Shinohara, R. Hino., Y. Murai, T. Takanami, and T. Kanazawa, Spatial distribution of earthquakes off the east coast of Kanto region along the Japan Trench deduced from ocean bottom seismographic observations and its relations with aftershock sequence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 841-845, 2011.

### 3. 1. 2 宮城県沖における海底地震繰り返し観測

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 2 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 24 年度
  - 2) 平成 25 年度

#### (2) 平成 25 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 1 海底自然地震観測等

#### 3. 1. 2 宮城県沖における海底地震繰り返し観測

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 宮城県沖における海底地震繰り返し観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人 東北大学災害科学国際研究所	教授	日野 亮太
国立大学法人 東北大学大学院理学研究科	助教	伊藤 喜宏
国立大学法人 東北大学大学院理学研究科	助教	太田 雄策
国立大学法人 東北大学災害科学国際研究所	助教	飯沼 卓史
国立大学法人 東北大学大学院理学研究科	技術職員	平原 聡
国立大学法人 東北大学大学院理学研究科	技術職員	中山 貴史
国立大学法人 東北大学大学院理学研究科	技術職員	鈴木 秀市
国立大学法人 東北大学大学院理学研究科	技術職員	出町 知嗣
国立大学法人 東北大学大学院理学研究科	技術職員	海田 俊輝

(c) 業務の目的

宮城県沖では、東北地方太平洋沖地震の発生前後でプレート境界近傍における中小地震活動の活動度が大きく変化していることが知られている。この付近での地震時すべりが非常に大きかったことを考えると、この現象の理解は超巨大地震の発生過程を理解する上で重要な手がかりを与えるものと期待される。地震直後に大きな変化を示した地震活動は、断層に沿った余効すべりの進展や断層面での固着の回復の影響をうけて、地震発生前の状態に回帰していく可能性がある。宮城県沖においては、平成20年度に開始した「東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究」の一環として「切迫度の高い震源域の先行調査観測」（以下、「先行調査観測」）が行われ、海底地震観測及び水圧観測が行われてきた。そこで、本課題では、こうした宮城県沖における海底観測を継続し、超巨大地震発生後の中期的な地震活動の時空間変化を捉えることにより、東北地方太平洋沖における中・長期的な地震発生確率の評価に資することを目的とする。さらに、平成23年度までに蓄積された観測データとあわせることにより、本震の破壊の開始点や大きな地震時すべりを伴った宮城県沖における地震発生準備～直前～地震時～回復のそれぞれの時期の地震活動の特徴を把握とその変化の原因解明を通して、超巨大地震発生メカニズムの理解と周辺域における同様な地震の発生ポテンシャル評価に資することもまた、本課題の目的である。海底水圧観測は、こうした地震活動の時空間変化の要因となるプレート間固着・すべり状態の時空間変化を把握するために必要で、地震観測網を展開する宮城県沖を中心にやや広域に展開することにより、プレート間固着・すべり状態の変動に起因する地殻変動の検出を試みる。

#### (d) 2カ年の年次実施業務の要約

##### 1) 平成 24 年度 :

宮城県沖の地震時すべりが極大であった領域を中心として、20 地点に長期観測型の自己浮上式海底地震計（以下、OBS）を設置して、先行調査観測以来この領域において実施されたきた長期繰り返し海底地震観測を、観測網を拡張しつつ継承・継続することに着手した。また、20 地点に長期観測型の自己浮上式海底水圧計（以下、OBP）を設置して、宮城県沖周辺海域における海底地殻変動連続観測の発展的継続に着手した。東北地方太平洋沖地震の地震時すべりが海溝近傍にまで及んだことから、海溝近傍やさらにその海側の水深 7,000m 以深の領域での観測開始が急務であり、超深海域への設置に対応する観測装置を用いた試験観測に着手した。さらに、時間の経過に伴って減衰する余効変動の検知のためには、2 年間以上の長期間の連続観測の実現が必要であることから、超長期観測用の装置の開発と試験観測にも着手した。

##### 2) 平成 25 年度 :

平成 24 年度に宮城県沖に設置した OBS および OBP を回収し、そのデータ処理・解析を進めた。こうした海底観測で得られたデータの処理解析を進め、平成 23 年度までの先行調査観測によって得られた観測データとあわせることにより、地震発生後のプレート間固着・すべり状態の時空間変化を反映した海底上下変動の実態の把握を試みた。その結果、本震時のすべりが極大であった宮城県沖の海底では継続して余効変動による沈降が進行しているが、その大きさは本震発生からの時間経過とともに急速に小さくなっていることが明らかとなった。

## (2) 平成 25 年度の成果

### (a) 業務の要約

宮城県沖において、OBS を用いた海底地震観測ならびに OBP を用いた海底水圧観測を実施した。気象庁地震火山部及び仙台管区気象台の協力を得て、気象庁観測船「啓風丸」および「凌風丸」の観測航海（5 月、11 月）により、平成 24 年度に宮城県沖に設置した OBS（図 1）および OBP（図 2）の回収を行なった。回収した OBS については、回収後整備作業を行った後、機材の管理者である海洋研究開発機構に返還した。OBS で収録された地震波形記録については時刻補正と、全海底観測点ならびに陸上観測点で得られた地震波形記録のマージ作業まで行った。また、OBP で得られた海底圧力データについては、時刻補正の後、観測データに含まれる海洋潮汐ならびに非潮汐性の圧力変動成分を、Inazu *et al.* (2012) の手法により推定し、それらの除去を行った。先行調査研究で得られたものを含め、海底圧力の連続観測データの解析により、観測記録に含まれる圧力センサーの機器特性に起因する長期ドリフト成分の推定手法の検討を行い、観測データから東北地方太平洋沖地震発生後の余効変動による海底上下変動を抽出することを試みた。

### (b) 業務の成果

海底地震観測は、気象庁観測船「啓風丸」KS13-04 次航海（5月14日～5月27日）および「凌風丸」KR13-09 次航海（11月9日～11月22日）において、平成24年度に設置したOBSの回収を行った。5月航海では図1に赤丸で示した観測点、11月航海では青丸で示した観測点での回収を実施した。回収したOBSは所定の回収後整備作業の後、機材の管理者である海洋研究開発機構に返還した。

OBSで収録された地震波形記録はOBSごとに独立した基準時計による時刻管理により収録された連続記録であるので、各OBSの波形記録に対して、設置前・回収後に日本標準時刻と時刻差を計測した記録をもとに時刻補正を施した。また、地震波到達時刻の検出作業においては全海底観測点ならびに陸上観測点で得られた地震波形記録を並べて表示する必要があるため、時刻補正後の波形記録のマージ作業を行った。なお、本業務による観測期間には、先行調査観測で設置・回収されたOBSの観測期間も含まれるため、これらのOBSの波形記録も併せてマージして、検出処理の準備を行った。

このような作業で得られた波形記録の品質を確認する目的を兼ねて、一部の地震に対して検出作業を行った。気象庁一元化処理によって震源が決定されている地震のうち2012年4月から2013年7月までに発生したM3以上のものの検出作業を行い、3,300個あまりの地震について予察的震源を決定した（図3、黒点）。検出の対象となった地震（図3中灰点で示したもの）でも震源の再決定ができていないものが含まれる。その主たる原因は、震央距離が離れた観測点では波形の明瞭度が非常に低いことにあると考えられるが、継続して検討を行う必要がある。OBS観測網下での地震活動が低調であることから、宮城県沖における地震活動の特徴の詳細を本観測から明らかにするためには、今後さらに小さい地震（図3中赤点）の検出作業を進める必要がある。

OBPにより観測された海底圧力の時系列を図4と図5に示す。海底で観測された圧力変動から海洋潮汐と非潮汐性の海洋変動による変動成分を除去した後、日平均をとったものの観測期間中の変動である。これらの時系列には、上述のように海洋変動に起因する変動は除去したものの、圧力センサーの機器特性による見かけの圧力変動の影響がまだ残っていて、このままでは、地殻変動に起因する海底の上下変動として解釈することはできない。本調査観測で得られた海底圧力時系列をみると、いずれの観測点においても10hPa/年程度のゆっくりとした圧力変動が認められる。同程度の圧力変動は、おなじ宮城県沖海域において実施された先行調査観測によって、東北地方太平洋地震が発生する以前に得られた海底圧力観測データにも認められる。東北地方太平洋沖地震の発生以前は、この海域ではプレート間固着の影響による海底上下変動があったと考えられるが、その変動速度は最大でも1cm/年程度で、圧力変動レートに換算すると1hPa/年程度となり、観測データに認められる圧力変動より1桁程度小さい。従って、この程度の変化率の長期的な圧力変動は、実際の海底上下変動によるものではなく、圧力センサーの機器特性による長期ドリフトと解釈される。逆に言えば、東北地方太平洋沖地震発生から1年以上が経過して開始した時点では、余効変動に起因する10cm/年を超えるような大規模な変動が宮城県沖周辺では発生していないことを、本業務による海底圧力観測の結果から結論することができる。

実験室レベルにあっても、長期間にわたって一定の圧力を加圧し続けることの困難さから、圧力センサーの長期ドリフト特性に関する理解は進んでいない。海底上下変動がなけ

れば、深海底での水圧は長期的に見れば極めて安定で、実観測で得られた海底圧力の長期連続観測データの方が、センサーの特性の理解に役立つ可能性が高い。実際に観測される圧力データの長期的なドリフトが、センサーの機器特性に起因するのだとすれば、ドリフトの現れ方は、個別のセンサーに固有であって、しかも再現性があることが期待される。先行調査観測の期間から継続してきた繰り返し観測では、同一のセンサーを使用して異なる時期に海底圧力を観測したデータセットが得られていて、センサーの機器特性を評価する上で重要な情報を与える。図6は、宮城県沖でこれまでに実施された繰り返し海底圧力観測で得られたデータから、東北地方太平洋沖地震以前に、同一のセンサーで観測された海底圧力の長期変動を選びだし比較して示したものである。観測地点の水深が異なるため絶対値は観測データごとに大きく異なるが、圧力の経時的な変化パターンと変化率は、異なる観測期間であっても同一センサーを用いた観測時系列ではほぼ一致しており、圧力センサーのドリフト特性に高い再現性があることが示唆される。

しかし、東北地方太平洋沖地震の発生後に得られたデータを、それ以前の観測データと比べると、変化率の再現性が低下している。同一センサーで捉えられた圧力変化の時系列について、地震発生以前の観測で得られたものと地震発生後の観測で得られたものとを比較すると、地震後の観測での圧力の増加率の方がわずかに大きくなっているように見られる(図7)。とくに、地震発生直後の2011年に観測を開始したデータでは、圧力増加率が大きくなっている傾向をみてとることができるから、こうした圧力増加傾向は、余効変動による真の海底圧力の増加(海底の沈降)を捉えたものである可能性を指摘することができる。

そこで、東北地方太平洋沖地震発生前の海底圧力の時間変化から図5に記録を示したセンサーについてのドリフト特性を推定し、それを地震後の観測データから差し引くことによって、余効変動による海底圧力変動成分の抽出を試みた。Watts and Kontoyiannis(1990)によれば、センサーのドリフト成分によるみかけの圧力の時間  $t$  による変化は、

$$f(t) = at + \exp\{b(t - t_0)\} \quad (1)$$

で表されるとされている。式(1)の  $a$  と  $b$  は定数であるが、ここでは、センサーごとに固有のドリフト特性があって、それが異なる観測で再現性があると仮定しているので、 $a$  と  $b$  は各センサーに固有の値であるとする。 $t_0$  は観測の開始時である。

式(1)を地震前の観測データに当てはめることにより、ドリフト特性に起因する圧力変化が記述できるものとする。地震後に観測を開始した時系列から、このドリフト成分を差し引くことにより、観測データからドリフト成分を除去する。図8は、こうした処理が可能であった4つのセンサーを用いた地震後での海底圧力観測データをもとに、地殻変動に起因する圧力変化成分を求め、そこから海底上下変動を求めたものである。圧力から上下変動への換算は、1 cm の海底上下変動が 1 hPa の水圧変化に対応するものとして行った。

P03 と P06 の2観測点では、東北地方太平洋沖地震の発生時期を挟んだ連続時系列が得られていて、地震直後の非常に大きな変動速度の余効変動が観測されている。図中の破線は、地震直後の変動時系列に対して、多くの地震後の余効変動に良く適合すると考えられている対数観測を当てはめた結果である。東北地方太平洋沖地震発生から1年以上経過す

ると、余効変動による海底上下変動速度は数 cm/年程度の大きさとなってしまう、圧力センサーの長期ドリフトによる変動より小さくなる。上記のような試みによって、センサードリフト成分を除去すると、残された圧力変化には、わずかながら海底沈降する傾向が残る。ただし、その沈降レートは、地震発生後数ヶ月間の時系列に当てはめた対数関数と比べると、やや小さい傾向にあることがわかる。しかし、非潮汐性の海洋変動の補正・除去が不十分なことに起因すると考えられる、数 hPa 程度の振幅で 1～2 ヶ月程度の周期をもつ圧力変動成分も見られることから、余効変動の大きさを定量的に読み取ることは困難で、ドリフト成分の低減とともに、海洋変動成分の除去手法についてもさらなる改善が必要である。また、地震直後の観測データがない、KAMN および MYGI 観測点では、顕著な上下変動は検知することはできなかった。

図 9 に東北地方太平洋沖地震発生直後の海底水圧観測データから求められた宮城県沖海域における海底上下変動の時系列を示す。これらの観測点では、地震発生以前から観測が継続されていたため、地震発生前の圧力変化に対して (1) 式をあてはめることによりセンサーのドリフト特性を求めることができる。地震後のデータからその影響を差し引くことにより、センサー特性の影響のない真の海底上下変動を抽出することができる。この図に示されるように、宮城県沖のほとんどの観測点で、数十 cm/年を超える非常に速いレートでの余効変動が観測されていたことが分かる。こうした地震発生直後に観測された余効変動を、本業務で実施した海底水圧観測の結果と比較すると、宮城県沖では現在も継続して沈降が進行しているものの、地震直後から比べるとその変動速度は大幅に小さくなっていると結論される。

図 4 および 5 に示した時系列では、P02、P03、P06、GFK の観測点で、数日間に 20hPa 以上の圧力増加の変動が観測されている。こうした圧力変化が、プレート境界断層でのすべりに起因する地殻変動であるとすると、非常に大きなすべり量を必要とするが、その場合には広域で同時に観測されるはずである。現実には、単一の地点で観測されているだけなので、海底直下を含むごく浅部で発生している変動に起因するものと解釈される。こうした圧力変化が生じている期間中の圧力の時間変化の様子を拡大したものを図 10 に示す。こうした短時間での大きな変動の要因としては、観測点直近の海底下ごく浅部で発生した地震の断層運動、もしくは強震動による海底堆積層の不安定性による変形が挙げられるが、こうした圧力変化イベントの発生中、地震動などによる顕著な短周期の圧力変動は認められず、地震発生に同期した変動ではないことが分かった。同様な変動は、東北地方太平洋沖地震の発生以前には一度も観測されたことはなく、現時点ではこうした変動の原因の特定には至っていない。

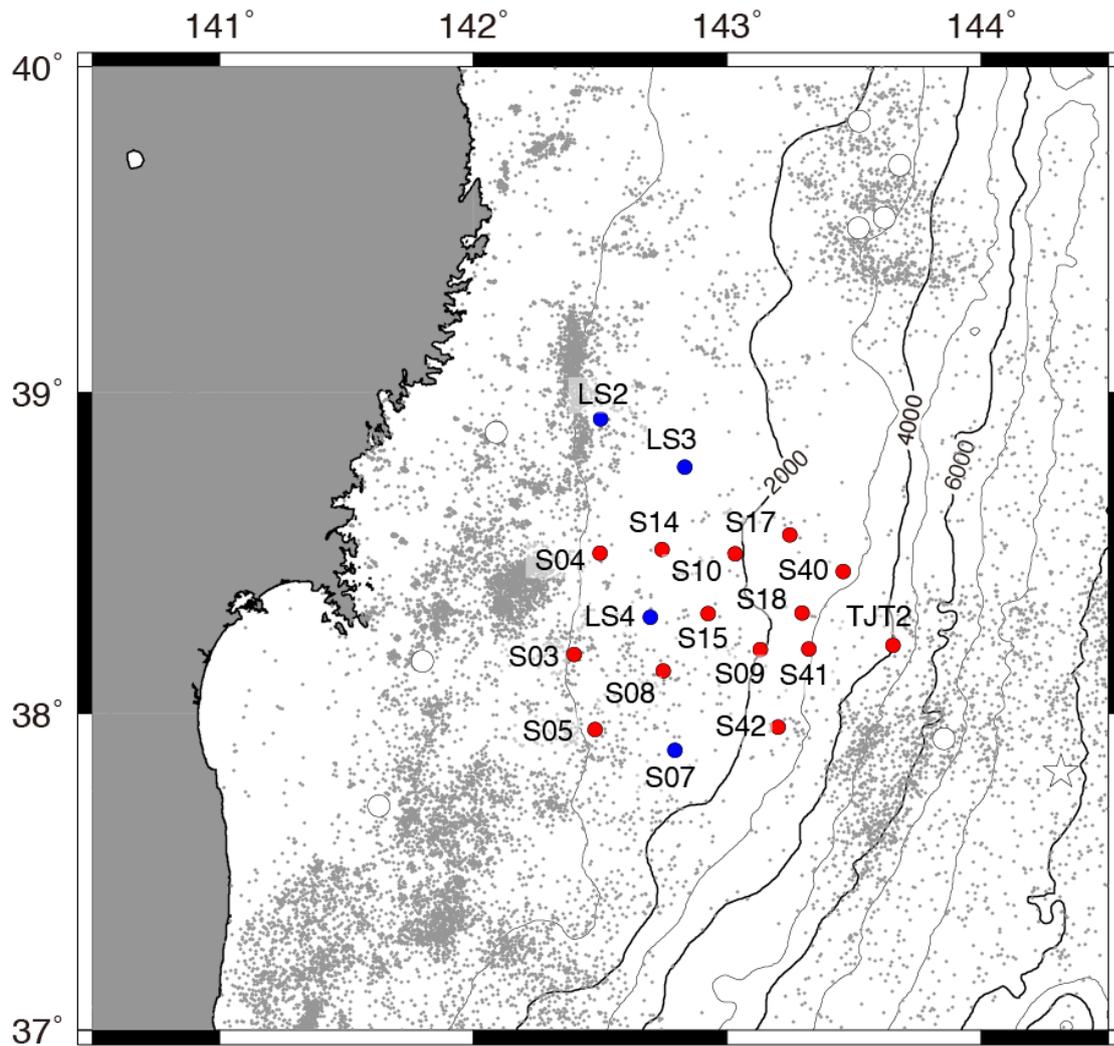


図1 海底地震計(OBS)の観測点配置。赤丸は5月、青丸は11月航海でOBSの回収を行った観測点。

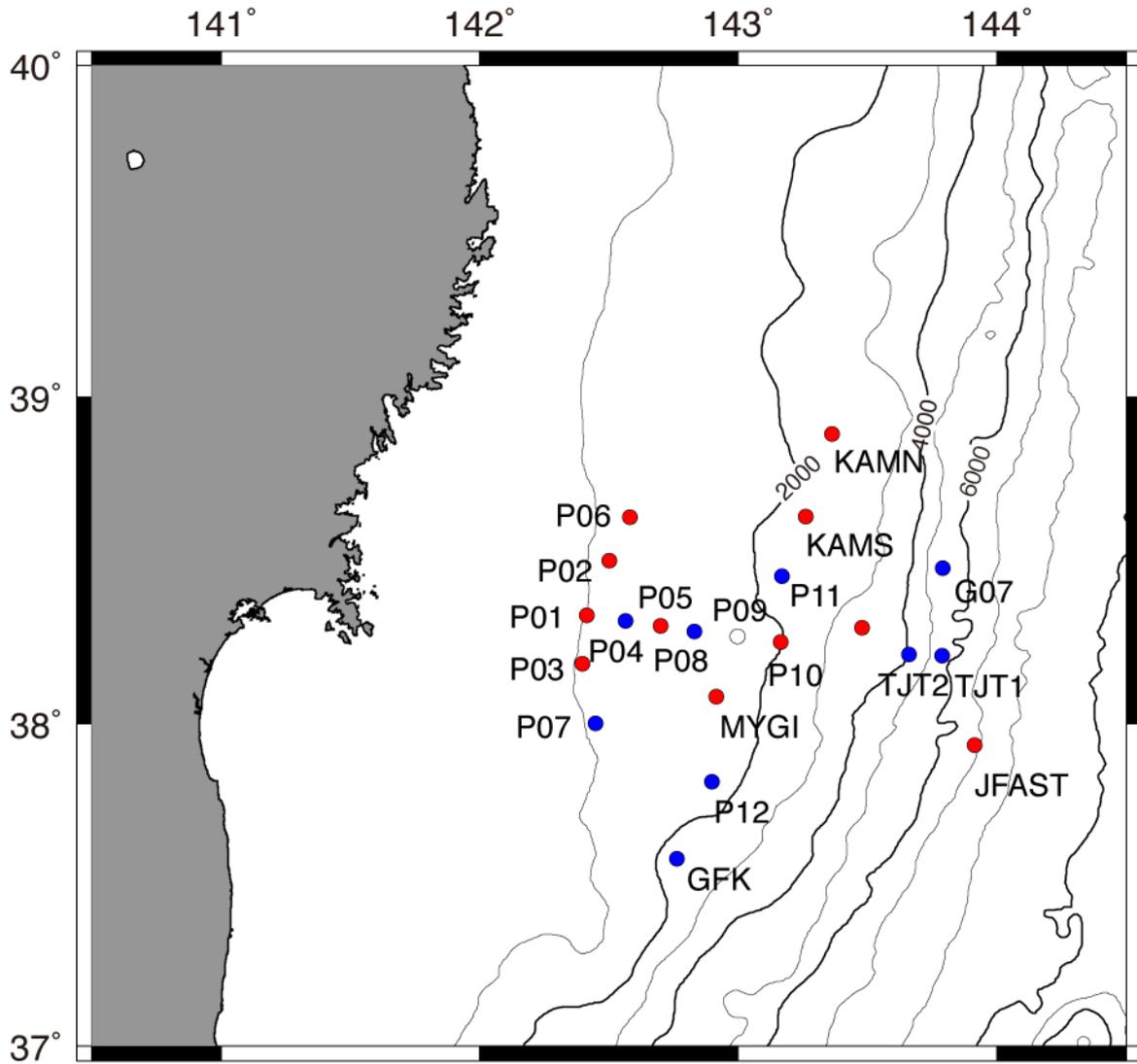


図2 海底水圧計(OBP)の観測点配置。赤丸は5月、青丸は11月航海でOBSの回収を行った観測点。白丸の観測点では先行調査観測で観測を終了した観測点。

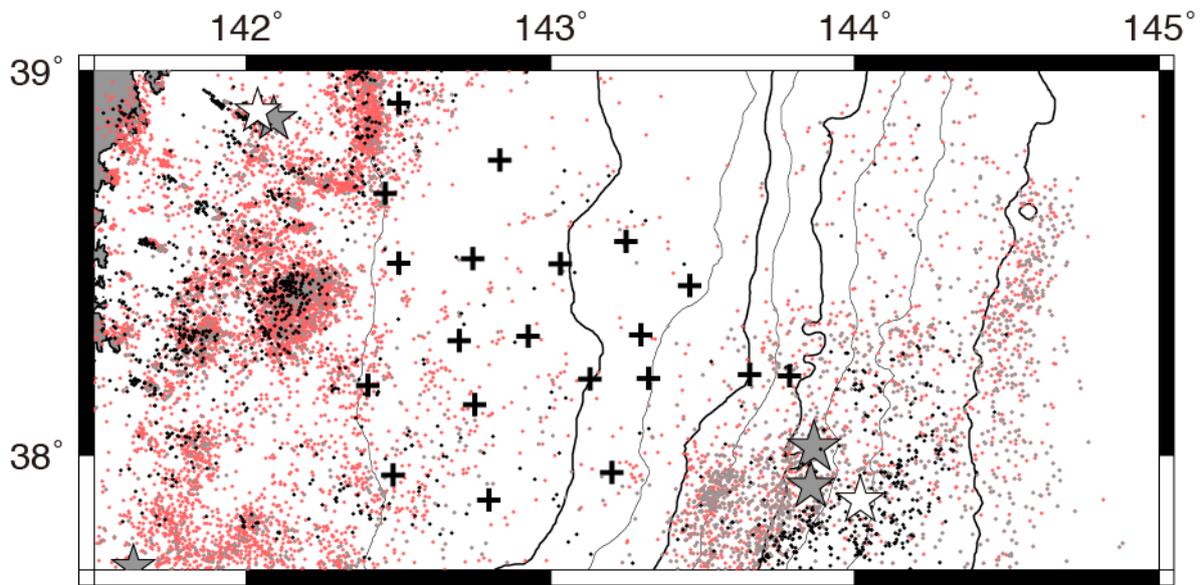


図3 OBSデータを用いて再決定した宮城県沖の震央分布（2012年4月1日～2013年7月31日）。灰色・赤点は、気象庁一元化処理による震央（灰色はM3以上、赤はM3未満）。黒点はOBSデータを用いて再決定されたもの。星印はM6以上の地震（灰色は一元化処理、白が再決定）。

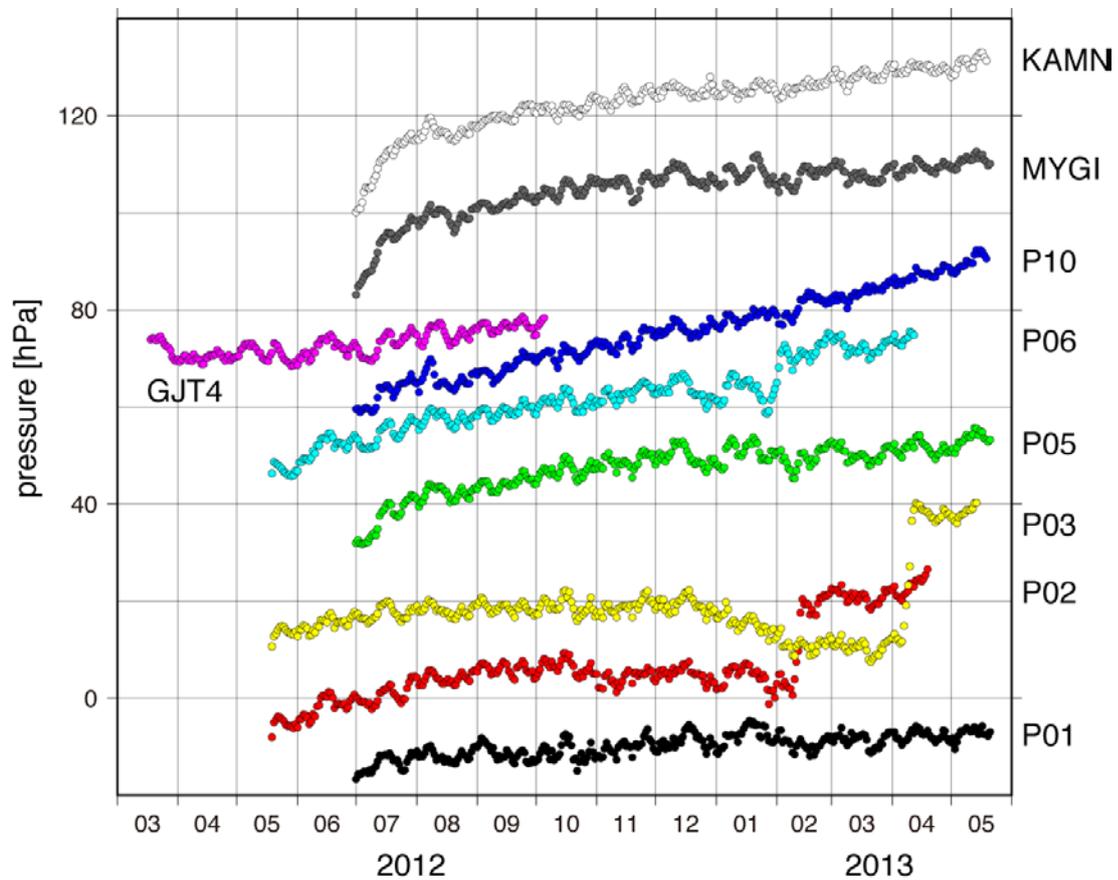


図4 5月航海で回収したOBPで得られた海底圧力の時系列。1日値を示す。

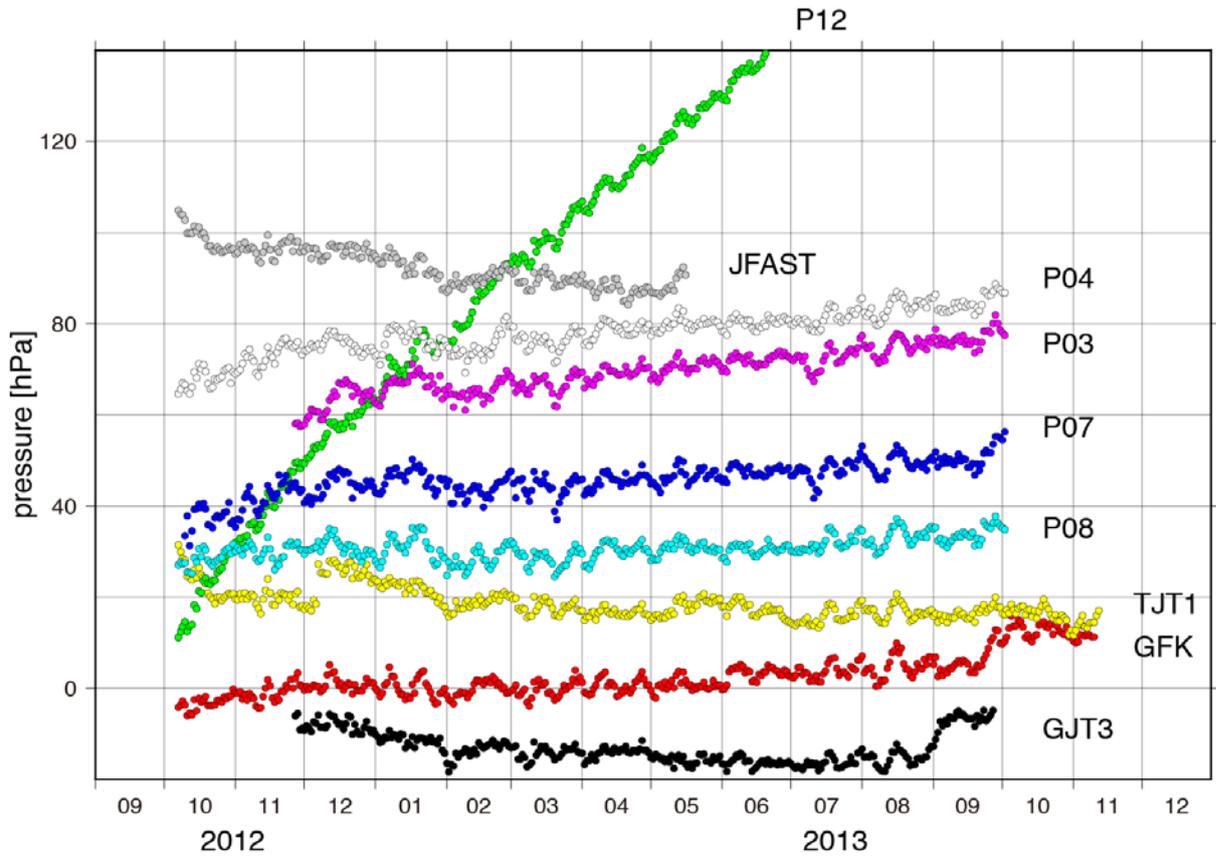


図5 11月航海で回収した OBP で得られた海底圧力の時系列。

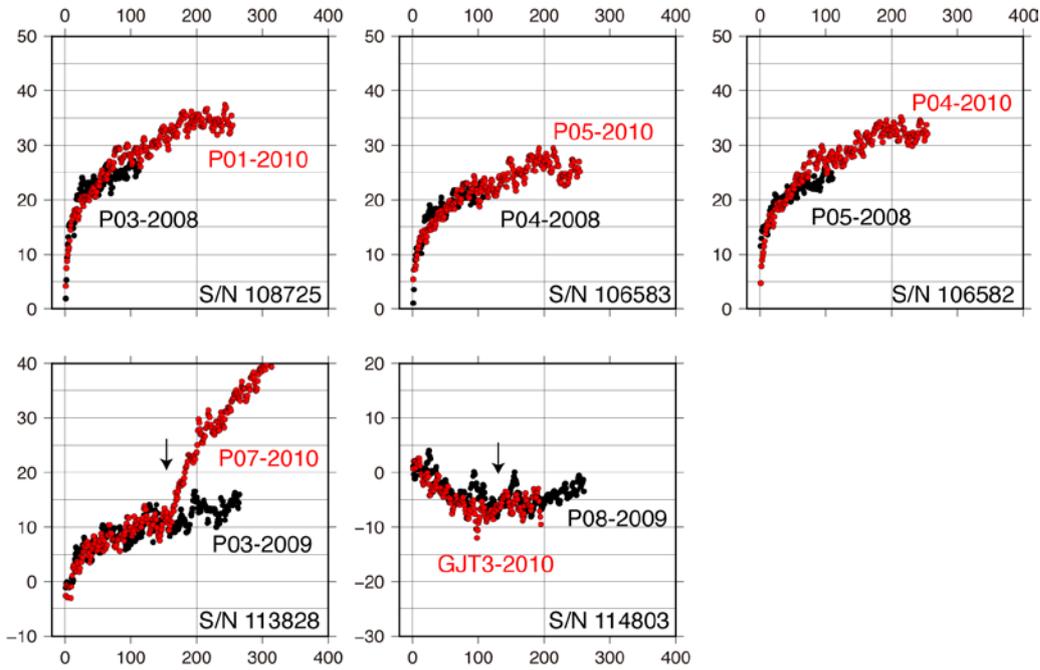


図6 先行調査観測で東北地方太平洋沖地震発生以前に観測された海底圧力の長期変化をセンサーごとにまとめたもの。横軸は観測開始後の通算日。「観測点-観測開始年」でインデックスを振ってある。P07-2010 および GJT3-2010 の時系列では矢印のところで東北地方太平洋沖地震が発生した。

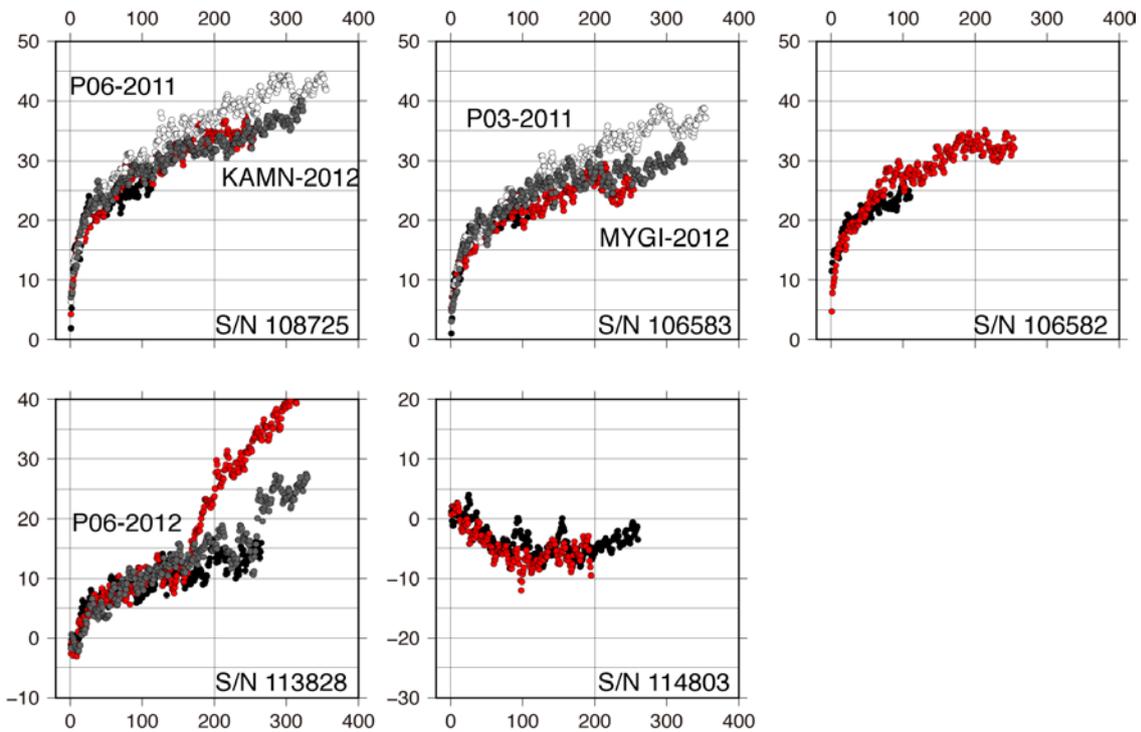


図7 図6の時系列に、同じセンサーで東北地方太平洋沖地震後に観測されたデータを重ねて示したもの。時系列のインデックスの見方は、図6と同じ。S/N106582とS/N114803のセンサーは地震後の観測ではデータが取得されていない。

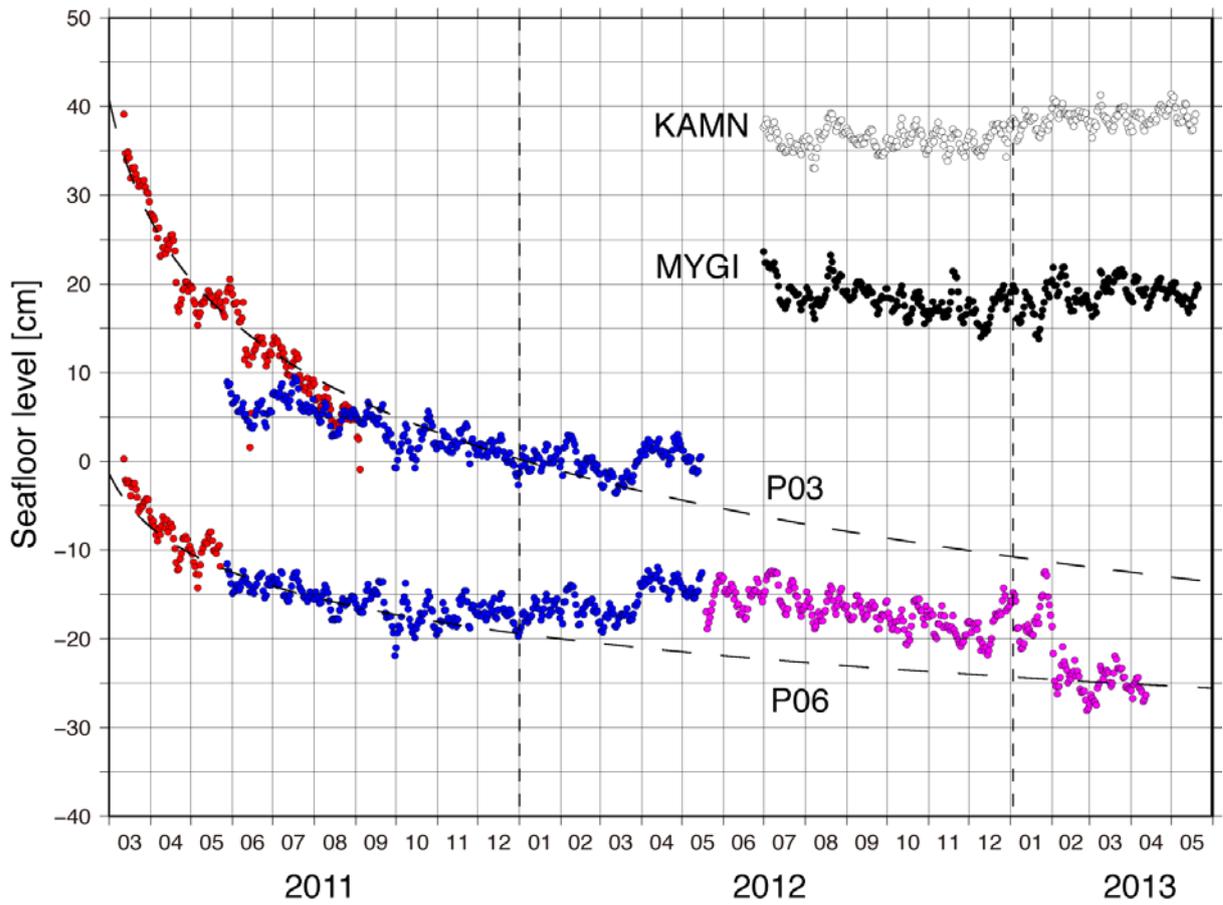


図8 東北地方太平洋沖地震後の海底圧力変化から求めた海底上下変動の時間変化。地震後、P03では1回、P06の観測点では2回観測機材の入れ替えがあった。観測に使用したセンサーのドリフト特性による圧力変動成分を除去した後の、各観測期間の時系列を色分けして表示した。P03とP06の時系列に添えられた破線は、地震発生直後の圧力変化に時定数20日の対数関数を当てはめたもの。

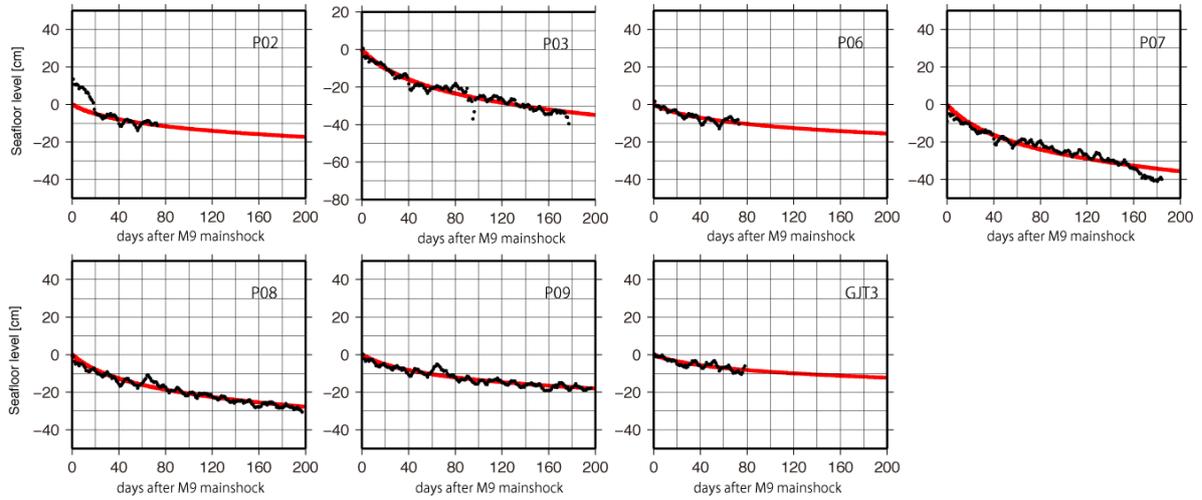


図9 東北地方太平洋沖地震発生直後に宮城県沖で観測された海底上下変動。赤線は観測データに時定数 20 日の対数関数を当てはめたもの。

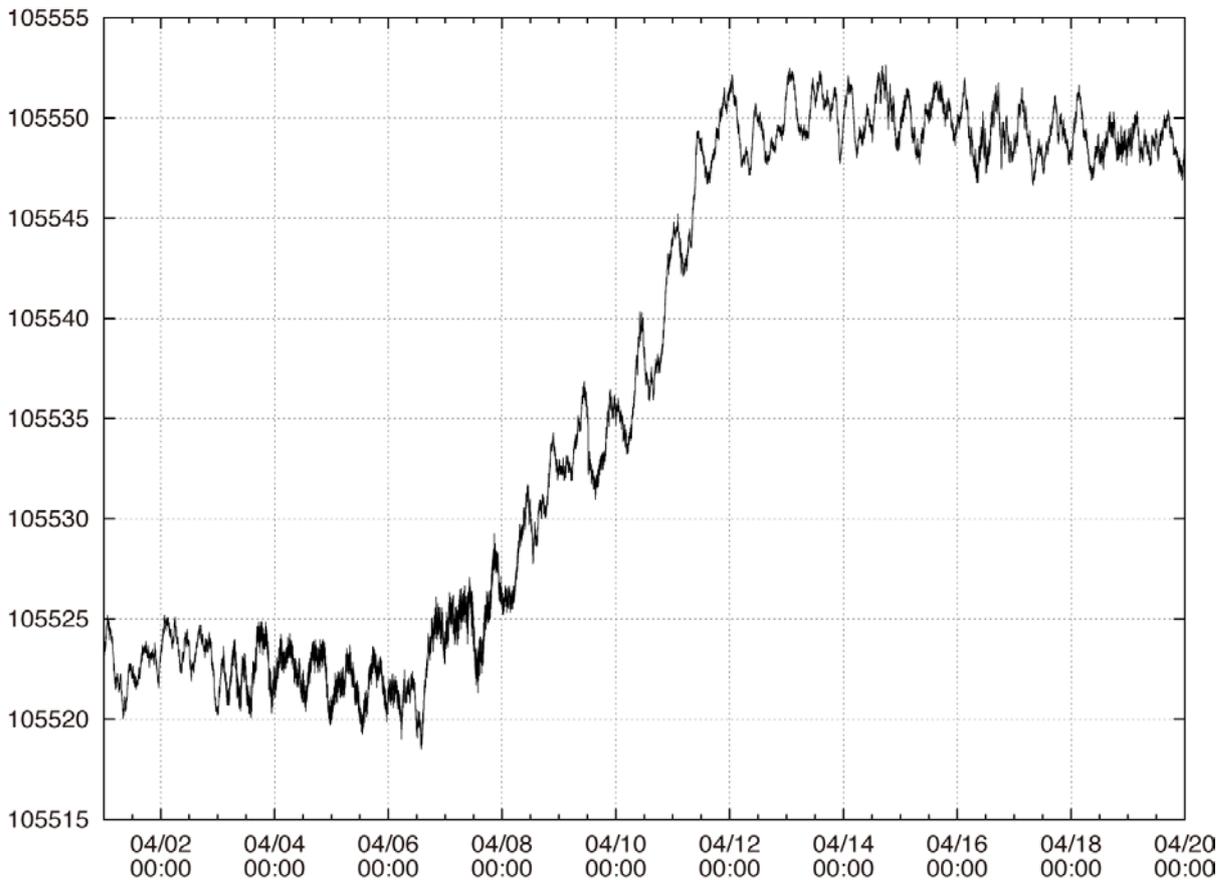


図10 観測点 P03 において4月に発生した短期的圧力変動。海洋潮汐・非潮汐性変動成分を除去した後の1分値を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

東北地方太平洋沖地震の発生前後でプレート境界近傍における地震活動度が大きく変化した宮城県沖における、プレート境界及び上盤・下盤内部での余震活動の時空間的な変動とプレート間すべりの時空間的な変動をそれぞれ明らかにすることを目的として、同海域においてOBSとOBPからなる海底観測網による海底地震・地殻変動観測を1年間にわたって実施した。こうしたデータを活用することにより、本震発生後1～2年の間の宮城県沖における余効変動の進行状況の把握に努めた。海底圧力観測の連続記録から、宮城県沖では継続して沈降が進行しているものの、地震直後から比べるとその変動速度は大幅に小さくなっていることが明らかとなった。また、日本海溝近傍の深海域での海底圧力連続観測に着手したが、継続・安定して観測データの取得が達成され、深海域での観測が実現可能であることが示されたことも、重要な成果である。平成25年度のデータ解析・検討の結果、同一のセンサーを用いた繰り返し観測のデータからセンサー特性を把握できる可能性が示された。本業務で得られた、東北地方太平洋沖地震発生直後の貴重なデータを有効に活用するためにも、本業務で使用したセンサーを用いた海底観測の継続が重要である。

(e) 引用文献

- Inazu, D., R. Hino, and H. Fujimoto, A global barotropic ocean model driven by synoptic atmospheric disturbances for detecting seafloor vertical displacements from in situ ocean bottom pressure measurements, *Mar. Geophys. Res.*, doi:10.1007/s11001-012-9151-7, 2012.
- Watts D. R. and H. Kontoyiannis, Deep-ocean bottom pressure measurements: Drift removal and performance, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 296-306, 1990.

### 3. 2. 1 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 2 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 24 年度
  - 2) 平成 25 年度

#### (2) 平成 25 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
  - 1) 海水位変動調査
  - 2) トレンチ・ボーリング調査試料の追加分析
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 2 地殻構造調査等

#### 3. 2. 1 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人 千葉大学理学研究科	教授	宮内 崇裕
国立大学法人 東北大学災害科学国際研究所	助教	石村 大輔
国立大学法人 千葉大学理学研究科	准教授	吉田 修二
国立大学法人 千葉大学理学研究科	准教授	金田 平太郎
国立大学法人 東京大学理学系研究科	准教授	池田 安隆
国立大学法人 東北大学理学研究科	教授	今泉 俊文
国立大学法人 北海道大学	名誉教授	平川 一臣
財団法人 地盤環境研究所	研究員	越後 智雄

(c) 業務の目的

東北地方太平洋岸近傍において発生する可能性のある地殻内地震の痕跡を探りそれらの震源となる活構造のプレート境界型巨大地震サイクルにおける役割を明らかにすることを目的とする。そのために三陸海岸沿岸部において、海水位変動観測、完新世低地の地震地質学的調査、高分解能 DEM による変動地形解析を行い、明らかにされた古地震時の地殻変動と海域調査及び陸域の地殻構造調査の結果を合わせて、沖合活構造の存否とその具体的性状について検討する。

(d) 2カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 24 年度：

2011 年東北地方太平洋沖地震後の余効変動（非地震性変動）を正確に把握する必要があるため、三陸海岸において水圧計を用いた臨時験潮場を設置し定期的に地殻変動の観測を行った。また、完新世低地のボーリング調査・トレンチ調査及び高分解能 DEM による地形解析によって海岸を隆起・沈降させてきた沖合の活構造の活動に由来する地震性地殻変動の検出を行った。

2) 平成 25 年度：

2011 年東北地方太平洋沖地震後の余効変動（非地震性変動）を正確に把握するために三陸海岸に設置した水圧計を用いた臨時験潮場のデータを回収し、地殻変動の解析を行った。観測は本年度で終了した。また、これらと前年度実施した完新世低地のボーリング調査・トレンチ調査および高分解能 DEM による地形解析による成果と合わせて海岸を隆起・沈降させてきた沖合の活構造の活動に由来する地震性地殻変動について検討した。

## (2) 平成 25 年度の成果

### (a) 業務の要約

平成25年度は三陸海岸の垂直変動に関する海水位変動調査と地震地質学的調査を以下の項目について実施した。海水位変動調査では、30km間隔で港湾内に水圧計を合計8ヶ所設置し験潮記録を取得した。東日本大震災後の港湾復興工事との関係から水圧計設置工事自体が年度後半（12月～1月）に実施されたところが多いため観測期間が最長でも3ヶ月程度と短く、ローカルな要素に対する補正ができていないので、2011年東北地方太平洋沖地震後の余効変動（非地震性変動）の傾向を判読するほどに至っていない（継続観測中、平成25年度3月に撤収済み）。地震地質学的調査では、昨年度実施された岩手県下閉伊郡山田町小谷鳥におけるトレンチ・ボーリング試料の追加分析を行った。追加した放射性炭素年代測定とテフラ分析の結果、1896年明治三陸津波、1611年慶長三陸津波、869年貞観津波に対比可能な津波堆積物を認定した。また層相と堆積物の物性値（密度、強熱減量）から、上記の869年貞観津波に対比される津波堆積物の堆積後に地殻変動が生じたことが示唆された。昨年度得られた結果を考慮すると、小谷鳥では約6,000年以降でみると沈降傾向であるが、その間の短い期間で隆起・沈降が繰り返されている可能性がある。これらの隆起・沈降は巨大地震を示すと考えられる津波堆積物を境に認められることから、日本海溝における巨大地震サイクルに関係していると推定される。

### (b) 業務の実施方法

平成25年度の調査は、三陸海岸において海水位変動調査とトレンチ・ボーリング調査試料の追加分析を行った。

海水位変動調査は、2011年東北地方太平洋沖地震後の余効変動（非地震性変動）をモニタリングするために、三陸海岸の8地点で平成24年度からの継続観測を実施している。各海岸の岸壁に水位計を用いた臨時験潮場を設置し定期的に地殻変動の観測を行った。

トレンチ・ボーリング調査試料の追加分析は三陸海岸中部の岩手県下閉伊郡山田町小谷鳥で平成24年度に実施されたトレンチ試料を対象とし、放射性炭素年代測定、テフラ分析、堆積物の物性値測定（密度・強熱減量）を実施した。放射性炭素年代測定は歴史津波との対比をより確実するために、テフラ分析は十和田 a テフラ（To-a）（AD915；町田・新井，2003）層準の認定を行うために、堆積物の物性値測定は堆積環境変化を推定するために実施した。以下に述べる（図中も含む）放射性炭素年代値は暦年較正し、 $2\sigma$ の年代範囲を示す。暦年較正年代の計算には、IntCal13 データベース（Reimer *et al.*, 2013）を用い、OxCal 4.2 較正プログラム（Ramsey, 2009）を使用した。

### (c) 業務の成果

#### 1) 海水位変動調査

昨年度、長期にわたる連続観測を行うために、そして広範囲における垂直変動の実態を把握するために水位計を港湾8箇所に許可を得て設置した（図1）。水位計の水深は3m～5m（観測点での平均潮位からの水深であり、設置地点の推定余効変動量を十分に考慮）、観測間隔は10分間とした。港湾の復興工事が優先されたため、全点の機器設置工事が完了したのは平成25年3月である。連続観測はその時点から開始された。本プロジェクトが平成25年度で終了となったため平成26年度3月末に機器撤収がなされたが、本年度約1年間の連続

観測データが得られており解析中である。なお、設置8箇所のうち、暴浪により2箇所（浄土ヶ浜、要谷）での水位計が消失したため、実際の観測点は6箇所である。昨年度末に取得できた津ノ宮における約3ヶ月間の海水位変動データ（生データ）を以下に示す（図2）。今後、撤収とともに回収予定の生データに対して大気圧補正、年変動・季節変動・日変動のフィルタリングを実施し、地殻変動の傾向について検討する。

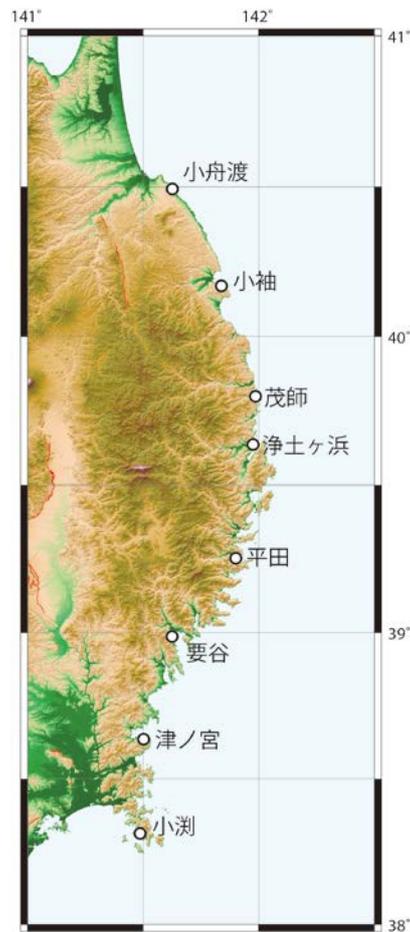


図1 水位計設置地点

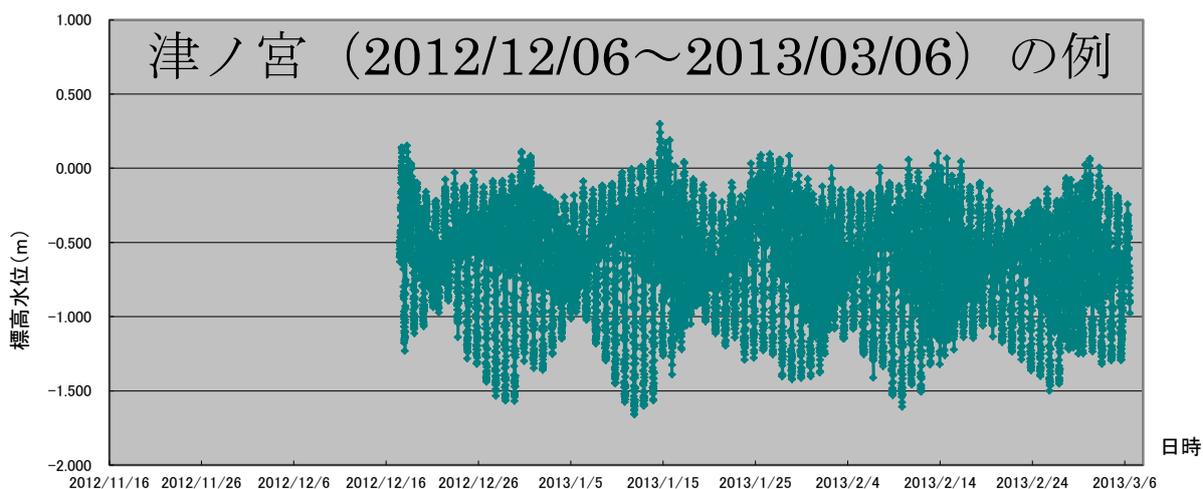


図2 津ノ宮における海水位変動

## 2) トレンチ・ボーリング調査試料の追加分析

平成 25 年度は、平成 24 年度に岩手県下閉伊郡山田町小谷島で実施した調査試料を用いた。小谷島では、浜堤の背後に広がる低湿地で平成 24 年 12 月にトレンチ・ボーリング調査を行った (図 3)。平成 24 年度のトレンチ調査の結果、トレンチ壁面では 11 層の津波堆積物 (E1~E11; E1 は 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波堆積物) と 2 層のチャネル堆積物が認められた (図 4)。平成 24 年度の放射性炭素年代測定の結果、E11 直下の年代は 3080-3340 CalBP であり、E3 直下の年代は 310-510 CalBP という年代値が得られた。E4 堆積物は堆積前後での堆積環境変化が示唆されており、さらにその年代は歴史津波 (特に 869 年貞観津波) に対比される可能性がある。そこで、平成 25 年度は最上部の E2-E4 堆積物の年代推定と E4 前後の堆積環境変化を推定するために、放射性炭素年代測定、テフラ分析、堆積物の物性値測定を実施した。

放射性炭素年代測定の結果 (図 5)、E2 は上下の年代値から modern-290 CalBP に堆積したと推定される。この期間に小谷島を襲った歴史津波としては、1933 年昭和三陸津波と 1896 年明治三陸津波が挙げられるが、その津波の規模・遡上高 (東大地震研究所, 1934; 卯花・太田, 1988) を考慮すると E2 は規模の大きい 1896 年明治三陸津波に対比可能である。E3 は上下の年代値から 310-620 CalBP に堆積したと考えられる。この時代に小谷島を襲った大規模な津波は 1611 年慶長三陸津波が挙げられる。また、今村 (1934) が小谷島での遡上高が 25 m 以上と述べていることと矛盾しない。E4 は上下の年代値から 670-1350 CalBP に堆積したと考えられる。この時代に小谷島を襲った大規模な津波は歴史記録には残っていない。ただし、この時代には 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波と同様に仙台平野・石巻平野を襲った 869 年貞観津波が知られており (Minoura and Nakaya, 1991; 澤井ほか, 2007; 宍倉ほか, 2007)、E4 はそれに対比される可能性がある。ただし、年代値の不確かさがあるため、放射性炭素年代測定結果からはこれ以上の議論ができない。そこで、仙台平野・石巻平野の 869 年貞観津波堆積物認定に用いられている To-a の層準を認定するために E4 前後でテフラ分析を行った。

テフラ分析の結果（図 6， 7）、E4 堆積後の層準で火山ガラスが急増する層準が認められた。E4 前後の火山ガラスの屈折率を測定したところ、E4 後では 1.504-1.511（モード：1.507-1.508）を示し、E4 前では 1.502、1.507、1.509-1.514（モード 1.512）を示す。To-a の火山ガラス屈折率は 1.500-1.508（町田・新井，2003）であることから、E4 後に急増した火山ガラスは To-a 起源であると推定される。さらにこの火山ガラスの主成分組成を測定した結果も To-a の値と整合的であった。これらの結果から E4 後に To-a が降灰したと推定され、放射性炭素年代測定結果と組み合わせると E4 は 869 年貞観津波に対比される可能性が高い。

E4 堆積物前後の堆積環境の変化については、平成 24 年度の報告書にあるように泥炭層の分解の程度が E4 前後で変化する。E4 前は分解が進み植物遺骸が少ないのに対して、E4 後には未分解の植物遺骸から構成される。それらを定量的に評価するために湿潤・乾燥密度と強熱減量を測定した（図 6）。強熱減量は有機炭素量の指標として用いたため、津波堆積物間の泥炭層及び有機質粘土シルト層を対象とした。結果、低密度であるほど有機炭素量が多いことから、本地点では密度と強熱減量は逆相関していると考えられる。また全体的にはトレンチ底部の有機炭素量が多く、E4/E5 間がどの壁面でも最も小さな値を示す。そして E4 後では上位へ向かって増加する傾向が見られる。ちなみに E3 より上位は耕作土であるため下位の値とは比較できない。これら E4 前後の物性値から湿地環境の変化を考察すると、E4 前には地下水位が低い、もしくは陸化したような酸化環境であったと推定され、E4 後には地下水位の上昇（湿地化）が起こり、還元的な環境になったと推定される。本地点の地下水位は、海面との比高及び上流からの水の供給量で決定される。対象とする期間の絶対的な海水準は安定していたと仮定することができるが、トレンチ地点への上流からの水供給が安定していたかどうかを推定することはできないため、ここでは安定していたと仮定する。その場合、E4 前後で地下水位が低い環境から高い環境への変化は地殻変動に伴う地盤の沈降を示唆している。

このような E4 前後での堆積環境変化を示すと図 8 (a) のようになる。E4 後に沈降が生じたとすると相対的な海水準は上昇し、より標高の高い部分に浜堤が形成されその背後に新たな堆積空間が形成される。この場合、地殻変動が E4 後に生じたと推定されるがそれが地震時の変形か、その後の変動（余効変動や地震間変形）によるものかは不明である。また E4 堆積物の堆積直後に 2 つのチャンネルによる削り込みとその埋積が 1,300-900 CalBP に生じており、このような顕著な削り込みは浜堤に画され安定した湿地では起きにくいと考えられる。そこで、このチャンネルによる削り込みが地殻変動に伴う現象と考えた場合、上述の地殻変動とは逆に E4 直後に侵食基準面である海面に対して隆起した可能性を示唆している（図 8 (b)）そして、そのチャンネルは湿地堆積物により埋積されており、チャンネルによる削り込み後に上述の沈降（図 8 (a)）が生じたというシナリオが描ける。この場合、E4 後の隆起と沈降という順序から、隆起が地震時変形であり、沈降が地震後の変形と捉えることが可能である。このように本地点の分析結果からは、E4 後での地殻変動が示唆され、E4 後の地殻変動に関して 2 つのシナリオを描くことができた。また E4 が 869 年貞観津波堆積物であった場合には、869 年貞観津波の到達範囲が三陸海岸中部に広がるだけでなく、三陸海岸中部に地殻変動を及ぼすような破壊領域（現在推定されているよりも北側へ広が

る)も推定する必要があり、本年度の結果は重要な示唆を与えている。しかし、これらの仮説の検証には今後より広い範囲において同様の地殻変動の検出を行う必要があり、本地点のみでは結論づけられない。

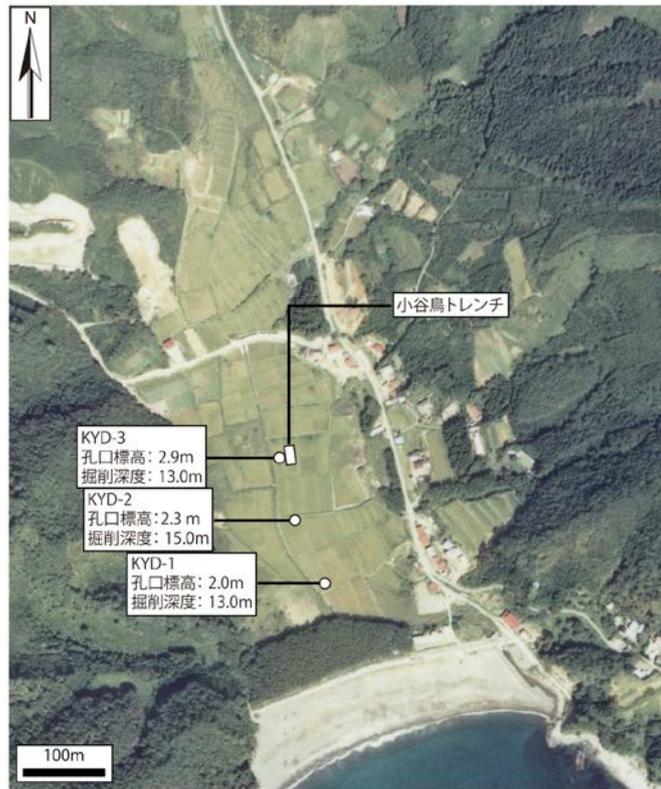


図3 小谷鳥におけるトレンチ・ボーリング調査地点

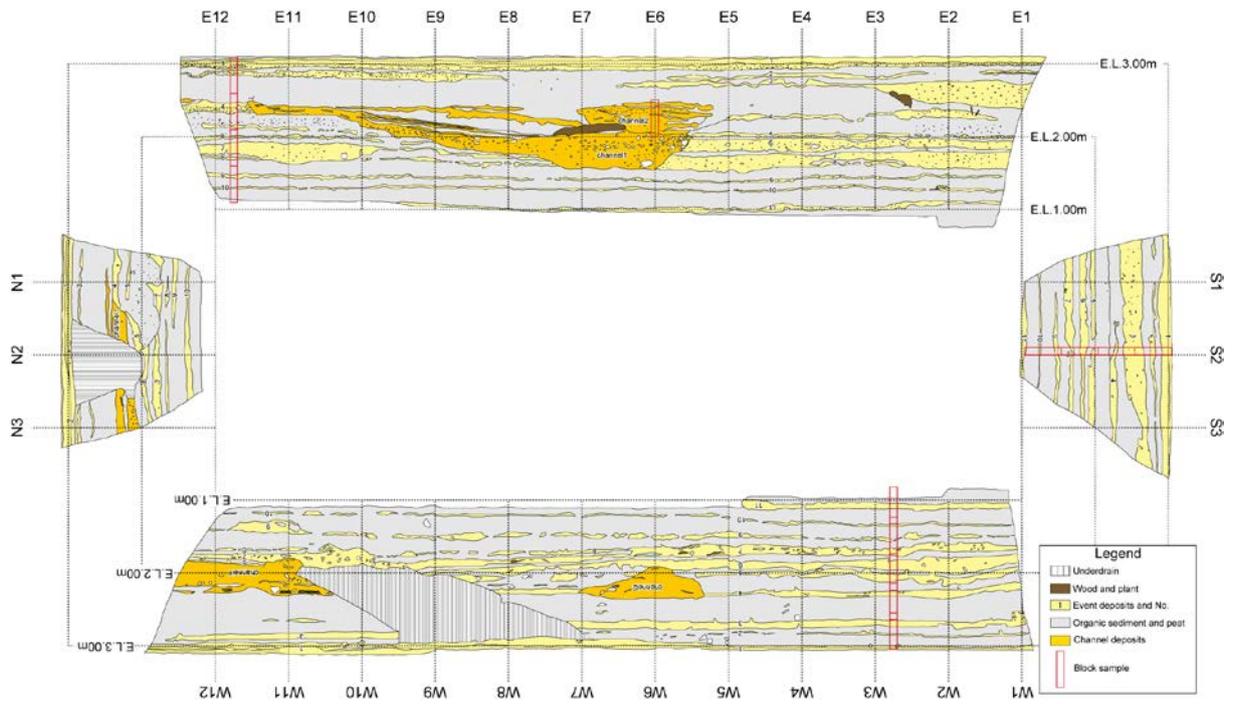


図4 小谷鳥トレンチのスケッチ

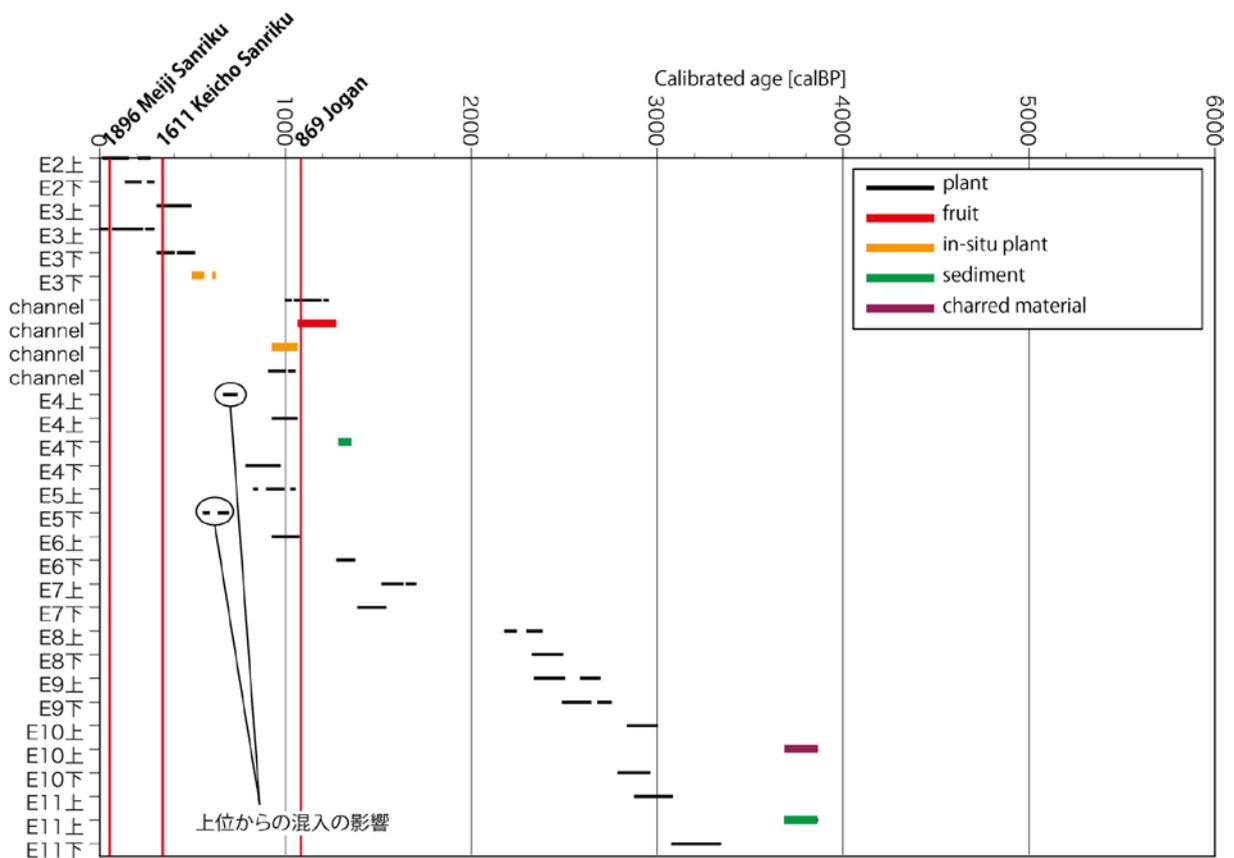


図5 小谷鳥トレンチのイベント堆積物の年代

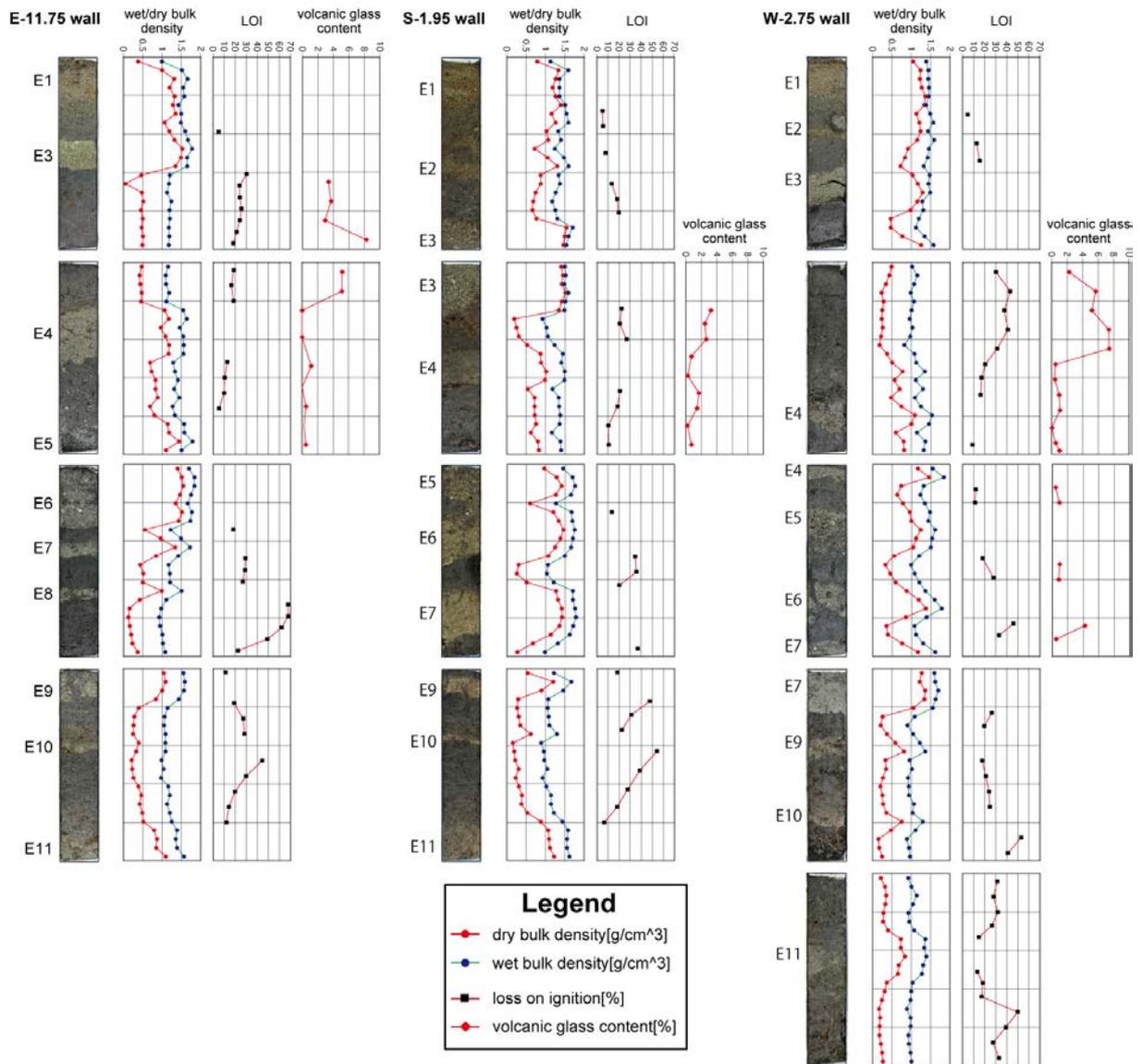


図6 小谷鳥トレンチブロック試料の分析結果

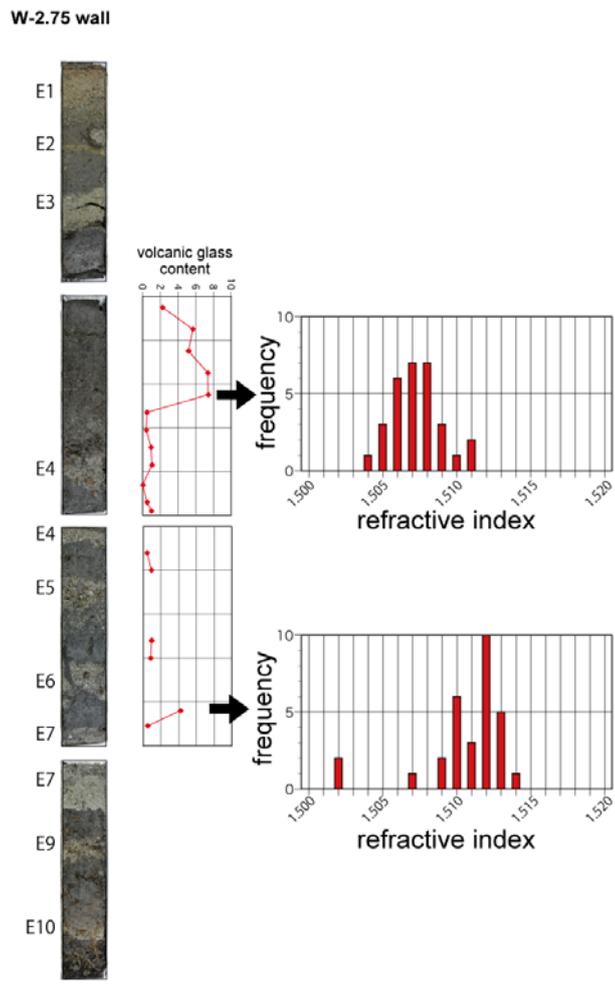


図7 火山ガラスの屈折率測定結果

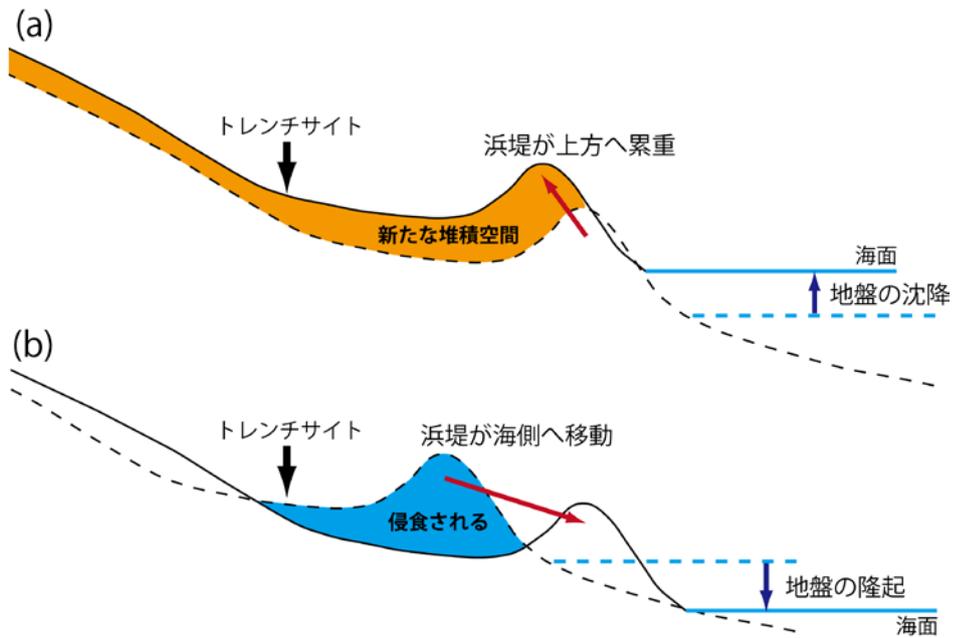


図8 E4後に推定される地殻変動と地形・堆積環境の変化

(d) 結論ならびに今後の課題

初年度であり、現在のデータは散点的であり、十分な解析・議論がし尽くされていないが、予察的な結果としては以下のようにまとめられる。

1. 海水位変動調査では、予定した地点において水位観測自体は着手できたが、観測期間が短いこと、水位評価のためのローカルな要素について未補正であることから、2011年東北地方太平洋沖地震後の余効変動（非地震性変動）については言及できていない。年レベルでの観測継続と必要な補正を行うことで余効変動等に関する垂直変動について十分検討できるものと期待される。

2. 三陸海岸中部の岩手県下閉伊郡山田町小谷鳥におけるトレンチ・ボーリング調査試料の追加分析から、3つの歴史津波（1896年明治三陸津波、1611年慶長三陸津波、869年貞観津波）に対比可能な津波堆積物が認められた。また869年貞観津波に対比される津波堆積物の前後では堆積環境の変化が認められ、その変化はE4後の地殻変動を示唆しており2つのシナリオが想定された。ただし、これらのシナリオを検証するためには本地点の上方のみでは不十分であり、今後近地の複数地点での証拠やより広い範囲の証拠を蓄積する必要がある。

(e) 引用文献

今村明恒（1934）三陸沿岸における過去の津波について，*地震研究所彙報*，別冊1号，1-16.

町田・新井（2003）*新編火山灰アトラス*，東京大学出版会.

Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from Northeast Japan, *Journal of Geology*, **99**, 265-287.

Ramsey, B. C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, **51**, 337-360.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP, *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.

澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝（2007）：ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町）における古津波痕跡調査，*活断層・古地震研究報告*，**7**，47-80.

宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原 治・藤野滋弘（2007）石巻平野における津波堆積物の分布と年代，*活断層・古地震研究報告*，**7**，31-46.

東大地震研究所（1934）津波被害及状況調査報告，*地震研究所彙報別冊*，第1号.

卯花・太田（1988）明治 29 年 6 月 15 日 三陸沿岸大海嘯被害調査記録 -山奈宗真-, 東北大学工学部津波防災実験所研究報告, 5, 292-379.

### 3. 2. 2 陸域構造調査

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 2 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 24 年度
  - 2) 平成 25 年度

#### (2) 平成 25 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
  - 1) 観測点配置及びデータ収集
  - 2) データ解析
- (c) 業務の成果
  - 1) 2013 年 1 年間の変位場
  - 2) 2013 年 1 年間のひずみ場
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 2 地殻構造調査等

#### 3. 2. 2 陸域構造調査

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 陸域構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	篠原 雅尚
国立大学法人 東北大学理学研究科	教授	三浦 哲
国立大学法人 東北大学理学研究科	助教	太田 雄策
国立大学法人 東北大学理学研究科	技術職員	出町 知嗣
国立大学法人 東北大学理学研究科	技術職員	立花 憲司

(c) 業務の目的

東北地方太平洋沖地震にともなうプレート境界深部での滑りが卓越した宮城沖・福島沖、及び最大余震が発生した茨城沖の陸上延長において、地殻構造探査を行いプレート境界断層の形状や地殻内の断層の形状などの海陸にわたる島弧構造断面を明らかにする。東北地方太平洋沖地震に伴う大規模な余効変動を空間的に高分解能で捉えることを目的として、稠密アレイ GPS 観測を陸域測線上で行うとともに、本調査で得られた詳細な構造を用いて余効変動について数値実験を行う。

(d) 2 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 24 年度 :

相馬-米沢間で海域の発震を受振するとともに、陸域で高エネルギー発震を行い、屈折法・反射法地震探査によって、海陸統合による島弧断面を得た。同時に測線沿いの活断層である双葉断層、福島盆地西縁断層帯を横切る反射法地震探査を行った。東北大学の宮城県北部にある既存の GPS 観測アレイを利用し、島弧を横断する石巻-酒田間、いわき-新潟間の 2 測線に、20 点の GPS 観測点を稠密に展開し、地殻変動観測を実施した。

2) 平成 25 年度 :

平成 24 年度に新設した稠密 GPS 観測網により得られている観測データを既存の国土地理院の GEONET 観測点や東北大学の GPS 連続観測点の観測データと併せて解析し、平成 26 年 1 月までの地殻変動を明らかにした。東北地方の水平変位ベクトルは概ね東北東方向を向いており、時系列パターンからも東北地方太平洋沖地震の余効変動が依然として支配的であることが明らかとなった。得られた変位ベクトルに基づいて面積ひずみ分布を求めたところ、太平洋沿岸や奥羽脊梁山脈沿いに収縮ひずみが卓越していることが判明した。

##### (2) 平成 25 年度の成果

### (a) 業務の要約

東北地方太平洋沖地震の発生により、東北日本弧における応力場はそれ以前の東西方向の短縮場から伸張場へと反転した。また、プレート境界上では本震発生後約3年が経過した現在も大きな余効変動が継続している。これらの結果として、2011年4月11日の福島県浜通りを震源とするM7.0の直下型地震や、これまで顕著な地震活動がなかった地域で誘発地震を発生させている。こういった現象を定量的に理解するためには、現在進行中の地殻変動現象の時空間的特徴を詳細に明らかにすることが重要である。このため、宮城県石巻市から山形県酒田市に至る測線及び福島県いわき市から新潟市に至る測線上にGPS連続観測点を高密度に配置し（GPS稠密観測測線）、平成24年11月に地殻変動観測を開始した。平成26年1月31日までに得られた観測データから、周辺の既設のGEONET観測点のデータも併せて解析し、東北地方における地殻変動を詳細に調査した。解析によって得られた変位データをもとにひずみの各成分の分布を求めた結果、平成25年1年間の面積ひずみは本震震源域に近い太平洋沿岸域及び奥羽脊梁山脈で収縮傾向を示しているのに対して、それ以外の領域では依然として膨張傾向にあることが判明した。

### (b) 業務の実施方法

#### 1) 観測点配置及びデータ収集

本研究テーマでは、東北日本の前弧域から火山フロントを超えて日本海側に至る2本のGPS稠密観測線、すなわち石巻-酒田測線及びいわき-新潟測線を構築した。図1に観測点配置を示す。GPS観測では、GPS衛星からの微弱なLバンド帯（1～2GHz）の電波を受信するため、上空の視界が開けている必要があり、アンテナ位置の変動が地盤そのものの変動に直結している必要がある。このため、これらの条件を満足する小中学校の校舎や地方自治体の庁舎の屋上を中心にして観測点選定を行った。

各観測点に設置されたGPS受信機で取得された観測データは、一旦LANで接続されたデータロギング用PCに1秒及び30秒サンプリングで収録されている。後者のデータは、東京大学地震研究所に設置されたデータ収録装置からの呼出により1日1回伝送される。前者は、大地震等のイベントがあったときのみ、手動により収集が行われ、過去約1年分のデータがPC内に保持される。本システムは出町・他（2011）に基づいており、データ伝送には携帯電話を用いたインターネット網を利用している。

#### 2) データ解析

GPS解析には、米国航空宇宙局（NASA）のジェット推進研究所（Jet Propulsion Laboratory, JPL）によって開発されているソフトウェアGIPSY-OASIS II（GNSS Inferred Positioning SYstem/ Orbit Analysis and SIMulation Software, Lichten and Border, 1987）version 6.0を使用し、精密単独測位法（Zumberge *et al.*, 1997）によって各観測点の日座標値推定を行った。解析の際の衛星軌道・時計情報には、JPL再解析精密暦を使用した。大気遅延量推定においては、天頂大気遅延量（Zenith Total Delay, ZTD）を推定し、各衛星の視線方向の遅延量への変換はマッピング関数を用いて重み付けを行った。マッピング関数としては、GMF（Global Mapping Functions, Boehm *et al.*, 2006）を使用した。解析時の衛星の仰角カ

ットオフは $7^{\circ}$ とした。

得られた各観測点の時系列には短周期ノイズが含まれるため、本研究では遮断周期90日の低域透過フィルター (LPF) をかけてエイリアシングを防止し、任意の観測日間の変位場を得られるようにした。また、得られた各観測点における変位に対して、Shen *et al.* (1996) の方法を適用して連続的なひずみ各成分の分布を求めた。

### (c) 業務の成果

#### 1) 2013年1年間の変位場

図2に本研究により新設された観測点の座標値各成分の時系列を示す。図中各時系列に観測点コードが付記してあるが、数字のみ4桁の観測点は GEONET 観測点のものである。本研究により新設された観測点の時系列と GEONET 観測点の時系列を比較しても、特に大きな遜色はない。図3には図2の時系列に対して、遮断周期90日の低域透過フィルター (LPF) をかけた結果を示す。こうすることにより、短周期変動が抑制されエイリアシングを起こすことなく任意の日付間の変位が得られる。図4、5に2013年1月1日から12月31日までの1年間の水平及び上下変位ベクトルを示す。基準座標系は ITRF2008 であるため、プレート運動も含んだ変位場となっているが、殆どの観測点で東南東方向の変位となっており、東北地方太平洋沖地震の余効変動が支配的であることを示している。なお、水平変位の大きさは北側で大きく、南側で小さい。このような特徴を詳しく見るために、変位の各成分毎の分布を図6～8に示した。東向き変位は岩手県・宮城県北部で大きく、その範囲から離れるにしたがって同心円状に小さくなっているように見える。北向き変位も同様であるが、福島県沿岸域で南向き成分がやや大きい。上下成分を見ると、太平洋沿岸で隆起、日本海沿岸でやや隆起を示しているのに対し、内陸部では沈降傾向となっている。

#### 2) 2013年1年間のひずみ場

Shen *et al.* (1996) の方法により、格子点上で計算された主ひずみの分布を図9に示す。主ひずみの分布には地域的な特徴があり、北緯39.7度以北では北西-南東方向の伸張、北東-南西方向の短縮が卓越しており、ひずみ量は脊梁山脈周辺で極大で太平洋沿岸では小さくなっている。北緯39.5度以南の三陸沿岸域は、西北西-東南東方向の短縮ひずみで特徴付けられる。また、北緯38度から39.5度の範囲の脊梁山脈周辺では南北方向の短縮ひずみが顕著である。北緯39.5度以南の日本海沿岸では概ね東西方向の伸張ひずみが特徴的である。なお、阿武隈山地周辺では、ひずみ量そのものが小さい傾向が見られる。

図10にShen *et al.* (1996) の方法により得られた2013年1年間の面積ひずみ分布を示す。北緯39.5度付近までの太平洋沿岸で収縮ひずみが顕著である。これとは別に北緯40度付近までの脊梁山脈沿いにも収縮ひずみの大きな領域が見られる。この領域は、東北地方太平洋沖地震発生前の1997年から2001年の5年間のGPS連続観測データを用いた解析により、Miura *et al.* (2004) により指摘されている東西方向の短縮ひずみの集中帯と概ね一致している。

面積ひずみの膨張域と収縮域の時間発展を見るため、2011年4月1日から2012年3月31日までの1年間、2012年及び2013年の1年間について、図11に並べて示した。これによると、太平洋沿岸南部の収縮域は地震直後の1年間(図11左)から既に見られており、宮城・

山形県境周辺でも脊梁山脈沿いに収縮域が現れている。その後、2012年、2013年と経過するにしたがって、太平洋沿岸の収縮域は南側へは拡大傾向にあるが、北側には岩手県宮古市周辺あたりで拡大傾向は止まっているように見える。また、収縮ひずみ量は時間の経過と共に小さくなっている。東北地方太平洋沖地震やそれに引き続く余効滑りといった逆断層滑りを仮定した場合、その上盤側の弾性変形においては膨張ひずみが卓越するが、粘弾性変形においては収縮ひずみとなる場合もあり得る。したがって、現在観測されているひずみ場では、余効滑りよりも粘弾性変形によるものが支配的である可能性が考えられる。

一方、脊梁山脈沿いの収縮域は時間と共に明らかに南北方向に拡大している様子が見られ、収縮ひずみ量には大きな変化がない。この収縮域の北端は、2013年末までの期間では、八幡平や秋田焼山付近までに限られている。ここからさらに北側の火山フロント沿いには、十和田や八甲田といった火山が存在するが、この領域では逆に膨張ひずみが局在しているように見える。特に八甲田山周辺では東北地方太平洋沖地震発生後に浅発地震活動が活発化しており、火山活動に関連すると考えられる長周期地震なども発生している。こういった現象と上述のひずみ分布の特徴に関連があるかどうかについては今のところ不明であるが、今後の地震及び火山活動やひずみ変化をみながら検討していく必要がある。

本研究で明らかとなった脊梁山脈沿いの収縮ひずみ域が、東北地方太平洋沖地震発生以前に指摘されていた東西短縮ひずみの集中域と概ね一致している点は特に注目に値する。震源域に近い太平洋沿岸域とは地理的に隔たっている点や、上述のように時間発展の特徴が異なっている点等も勘案すると、この収縮ひずみ域は、この領域特有の局所的な地下構造、特に粘性構造に起因する可能性が高いと考えられる。本研究で得られた変形特性に基づいて、今後数値シミュレーション等を併用しながら、東北地方太平洋沖地震に対する地殻・上部マントル応答の解明を進める必要がある。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

東北地方太平洋沖地震の影響は、少なくとも今後数10年間にわたって継続し、下部地殻・マントルでの粘性緩和は地殻上部へ応力を伝搬し、被害地震が発生する可能性が危惧される。こうした状況の下で、応力伝播モデルを構築し、震源断層の形状をもとに地震発生のパテンシャルを評価していくことは喫緊の課題である。こうした背景から本研究では、稠密なGPS観測を実施し、東北地方の現在の地殻変形過程を明らかにした。

今後、こうした情報を長期にわたって収集することにより、より精度の高い地殻・上部マントル応答モデルを構築し、東北地方太平洋沖地震後の応力変化による活動性の評価を行っていく必要がある。

#### (e) 引用文献

Boehm J, Niell A, Tregoning P, Schuh H, 2006, Global Mapping Function (GMF): a new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophys Res Lett* **33**:L07304. doi:10.1029/2005GL025546.

出町知嗣・立花憲司・太田雄策・三浦哲・植木貞人・長谷見晶子・鹿目靖雄・松島健，  
プリペイド携帯電話通信端末を利用したGPS連続観測，日本地球惑星科学連合2011年大会，千葉市，幕張メッセ，2011年5月。

- Lichten, S., and J. Border, 1987, Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12,751-12,762.
- Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana and S. Yui, 2004, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space*, **56**, 1347-1355.
- Shen, Z.-K., Jackson, D. D. & Ge, B. X., 1996, Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements, *J. geophys. Res.*, **101**(B12), 27 957-27 980.
- Zumberge, J., M. Heflin, D. Jefferson, M. Watkins, and F. Webb, 1997, Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5005-5018.

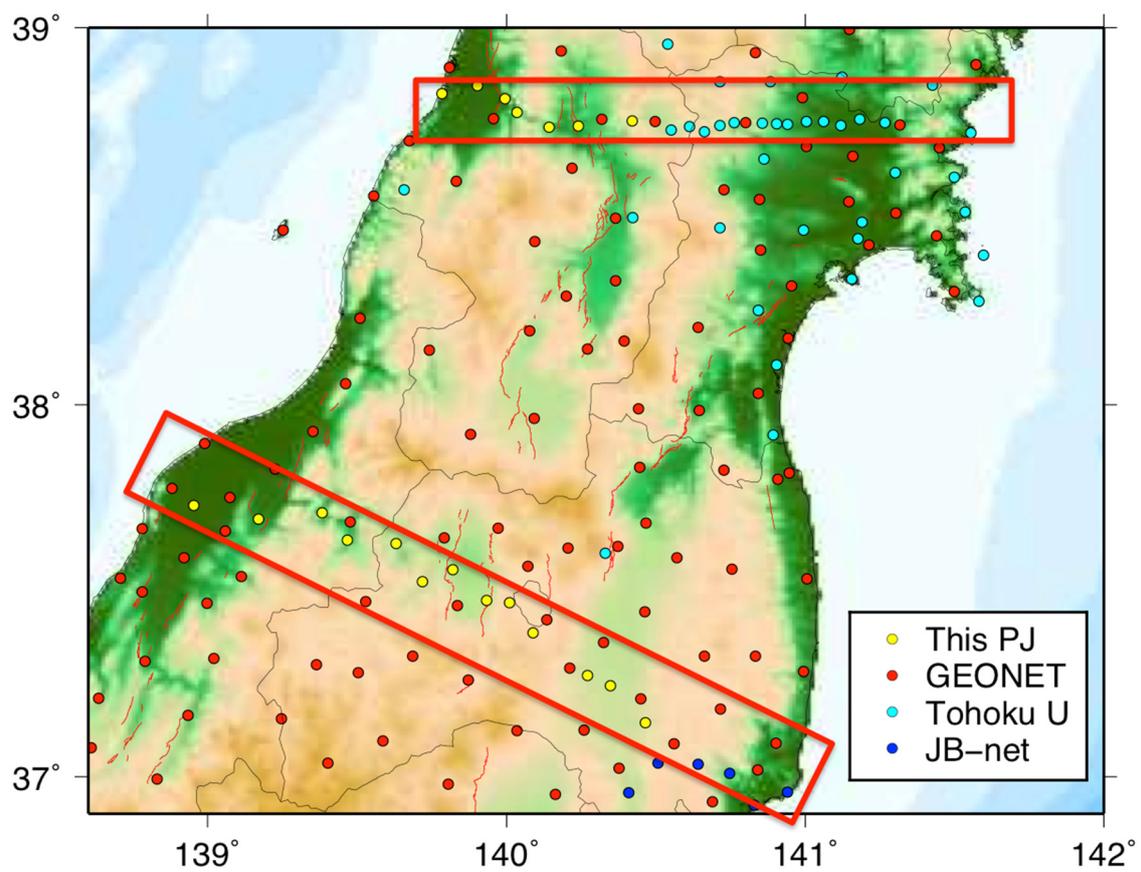


図1 本研究によって設置された観測点の配置図（黄色丸）。赤丸は国土地理院のGEONET観測点、水色丸は東北大学の観測点、青丸は東京大学地震研究所の観測点を示す。

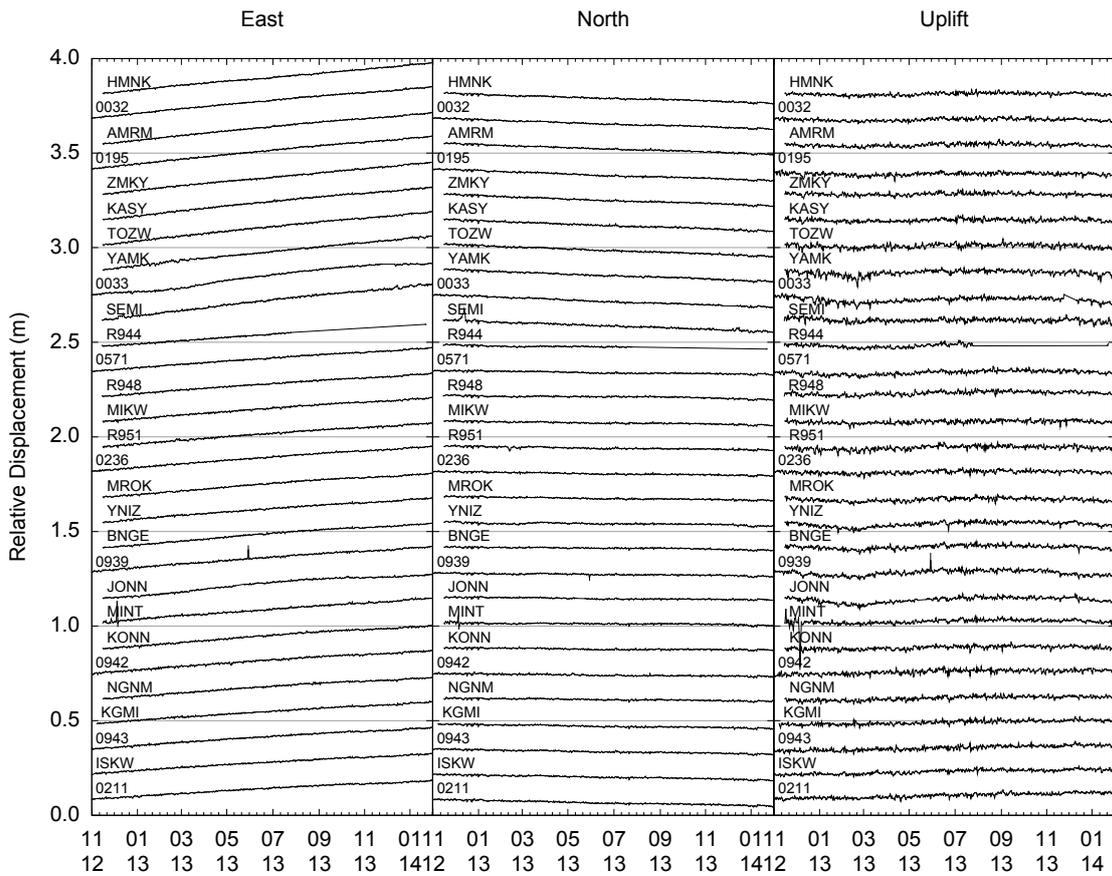


図2 本研究によって設置された観測点及び GEONET 観測点における座標値各成分の時系列。左から東、北、上の各成分を示す。図中各時系列に観測点コードが付記してあるが、数字のみ4桁の観測点は国土地理院の GEONET 観測点のものである。

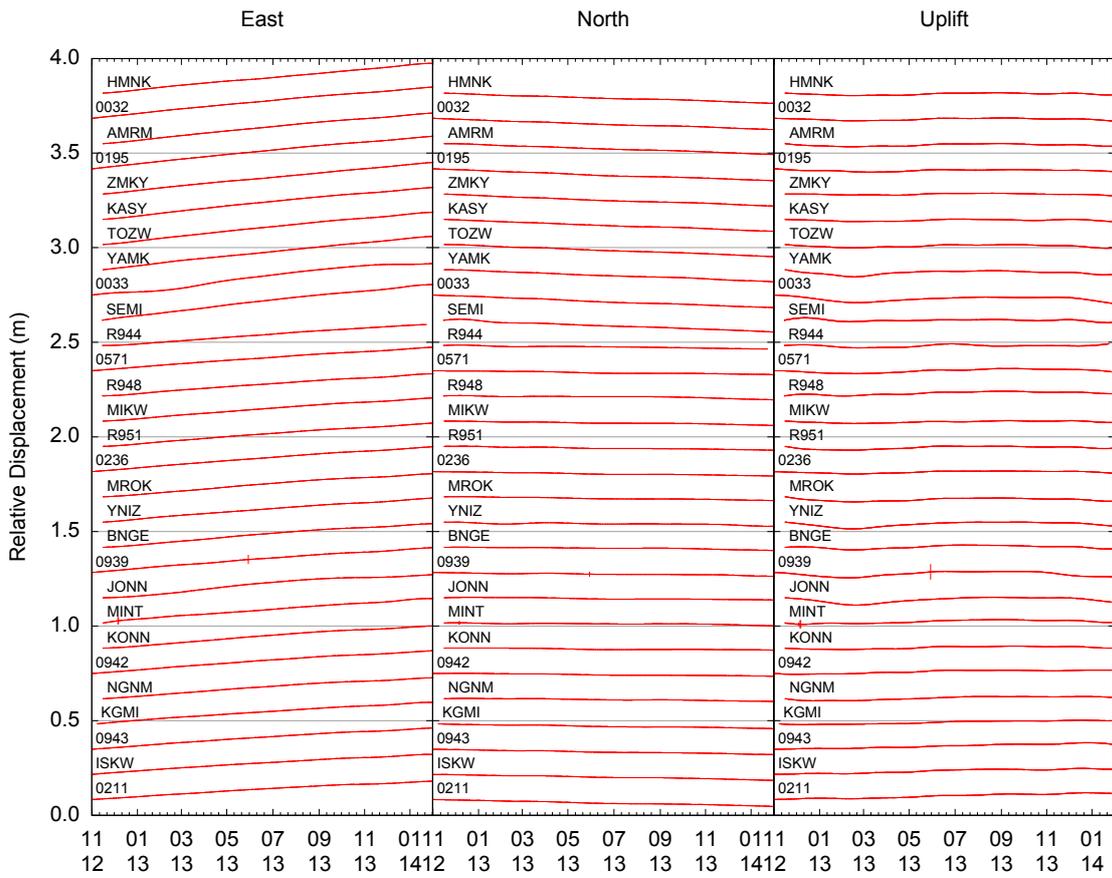


図3 図2と同じ、ただし遮断周期90日の低域透過フィルターをかけた結果を示す。

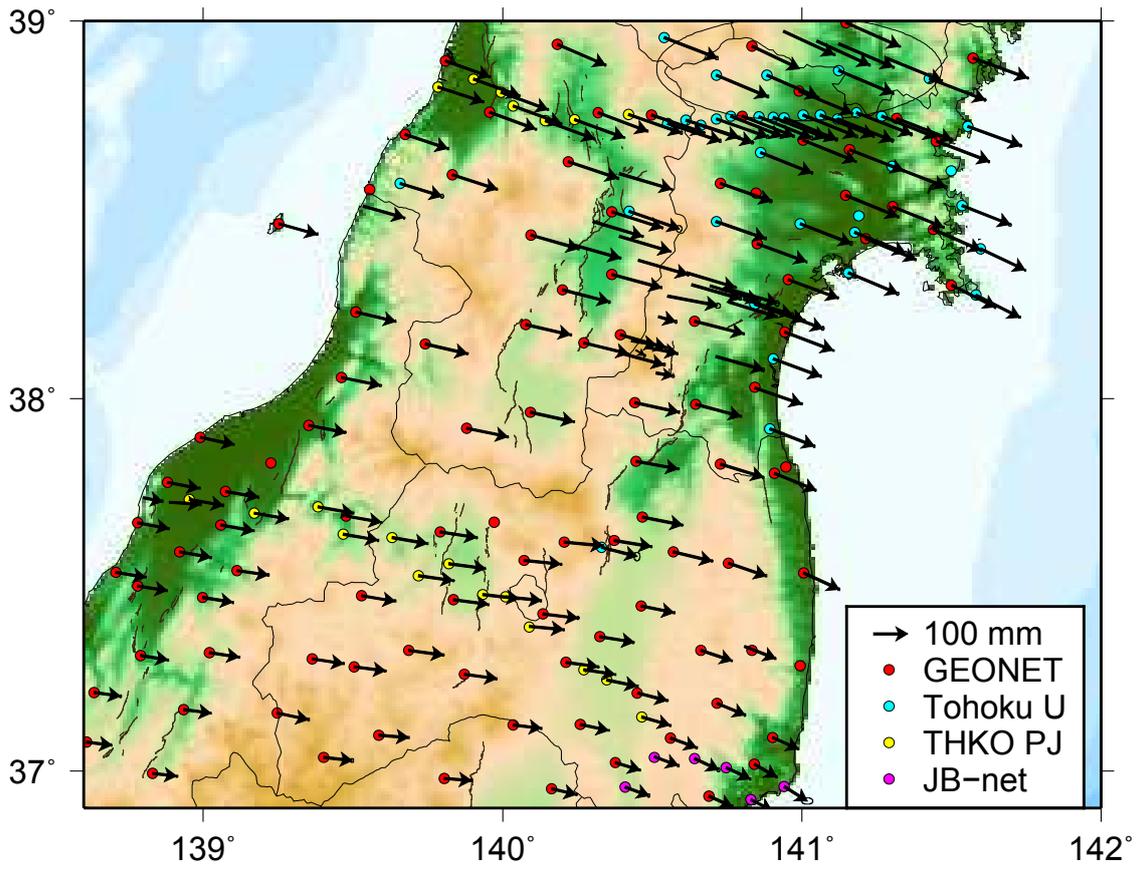


図4 本研究により設置された GPS 稠密観測線周辺の水平変位ベクトル。  
 期間は 2013 年 1 年間を示す。

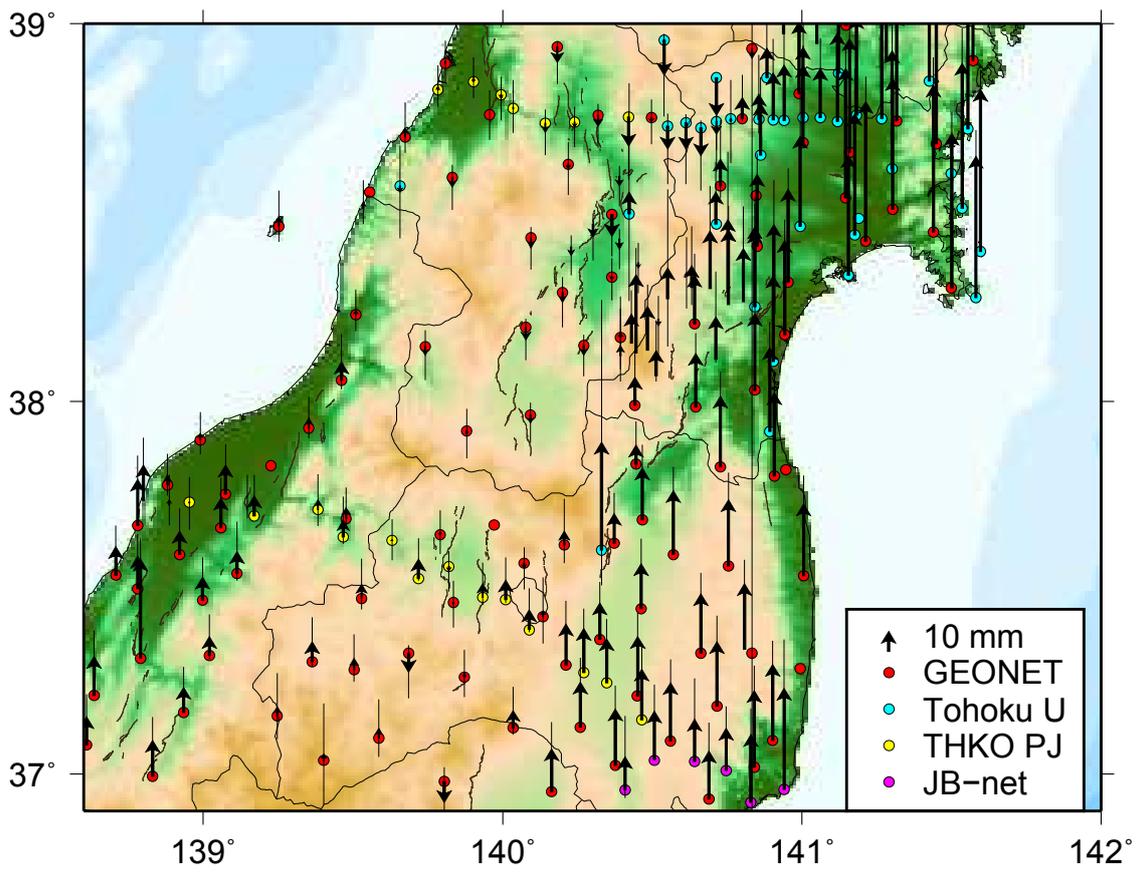


図5 図4と同じ。ただし上下変位成分を示す。

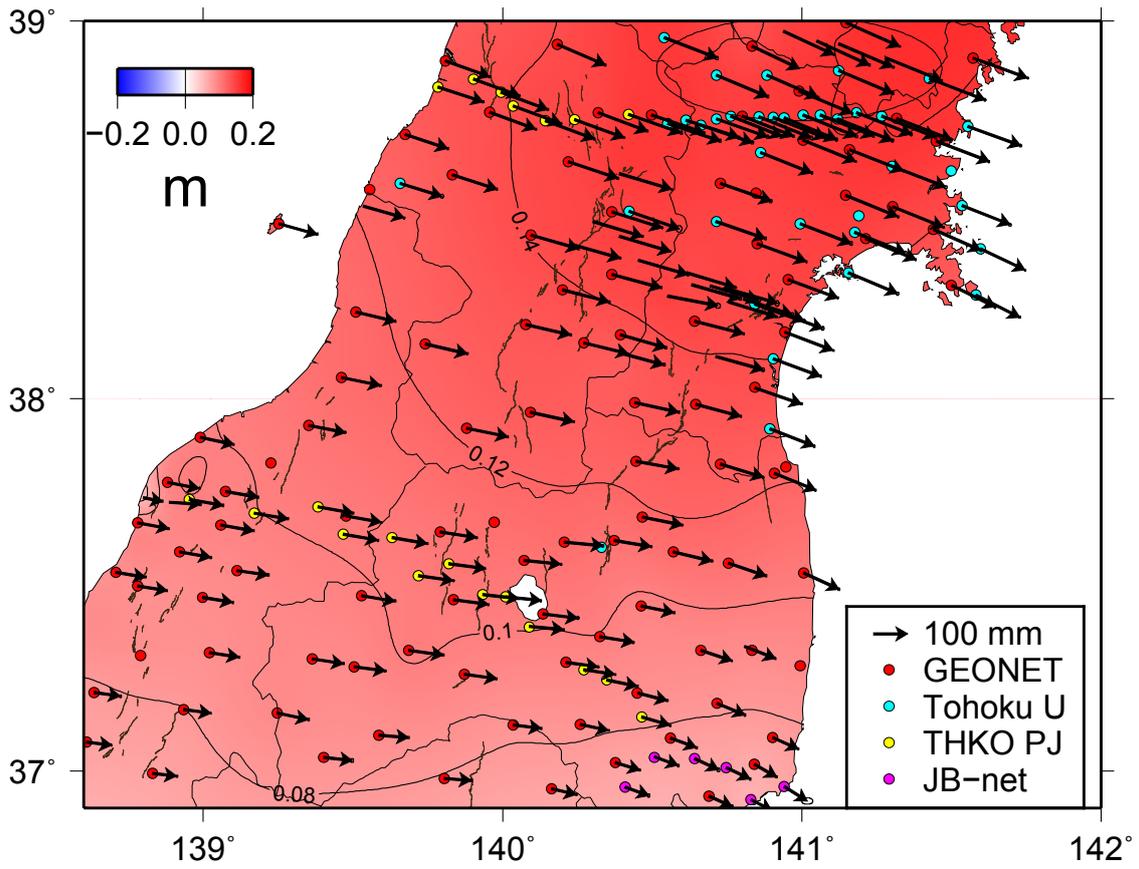


図6 図4と同じ。ただし背景のカラーコンターは東向きの変位成分の大きさを示す。

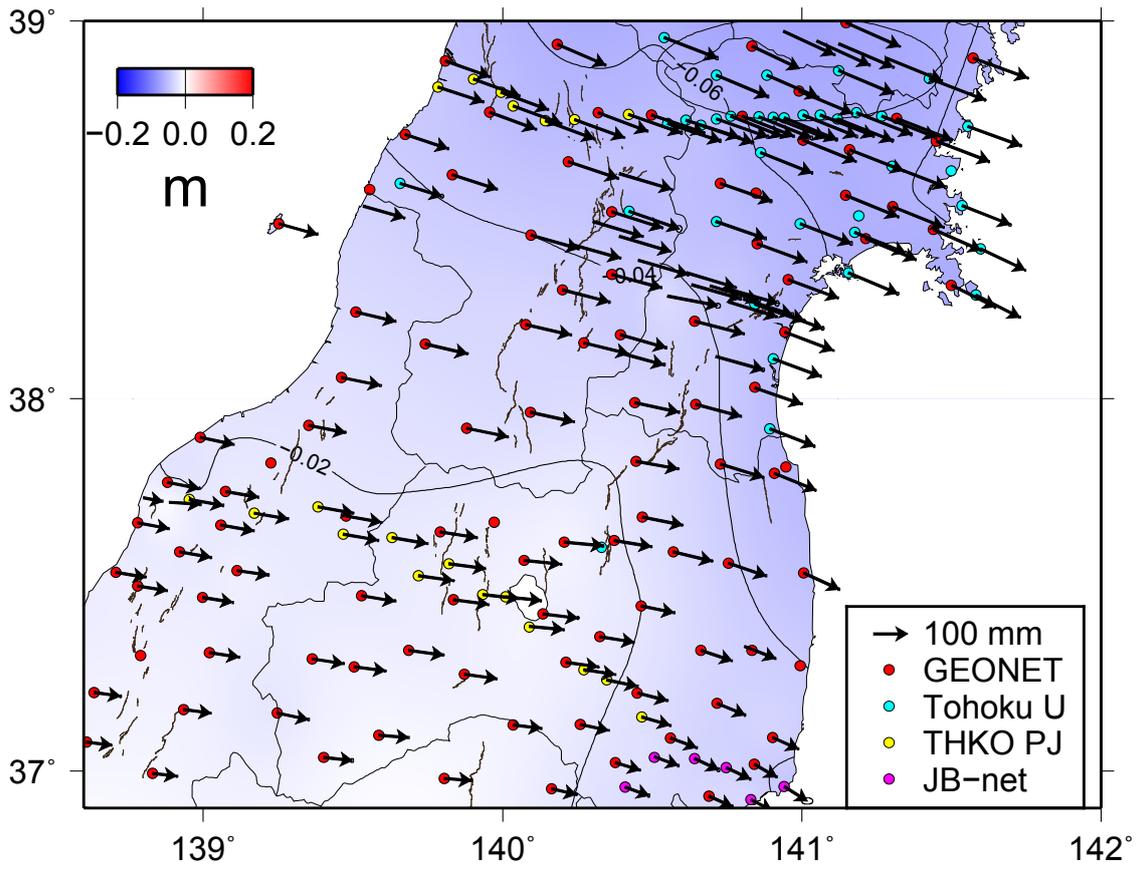


図7 図4と同じ。ただし背景のカラーコンターは北向きの変位成分の大きさを示す。

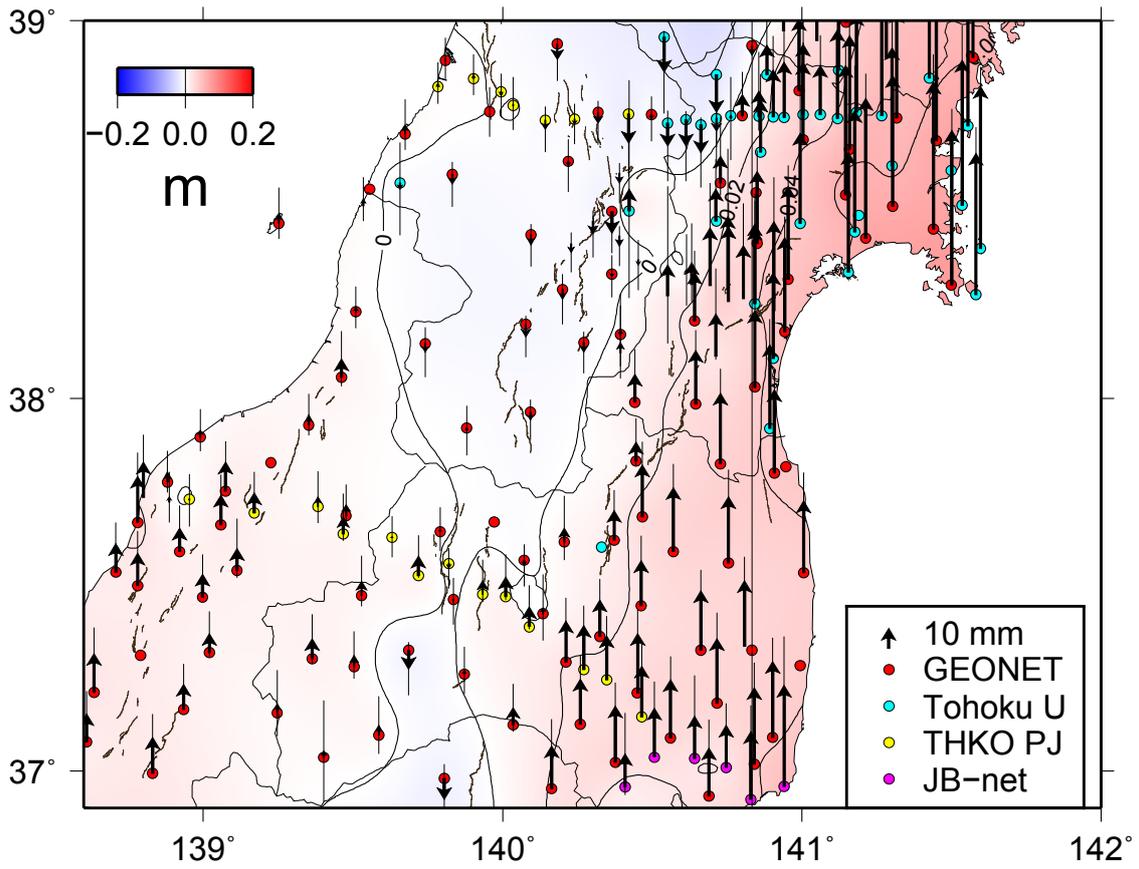


図8 図4と同じ。ただし背景のカラーコンターは上下変位成分の大きさを示す。

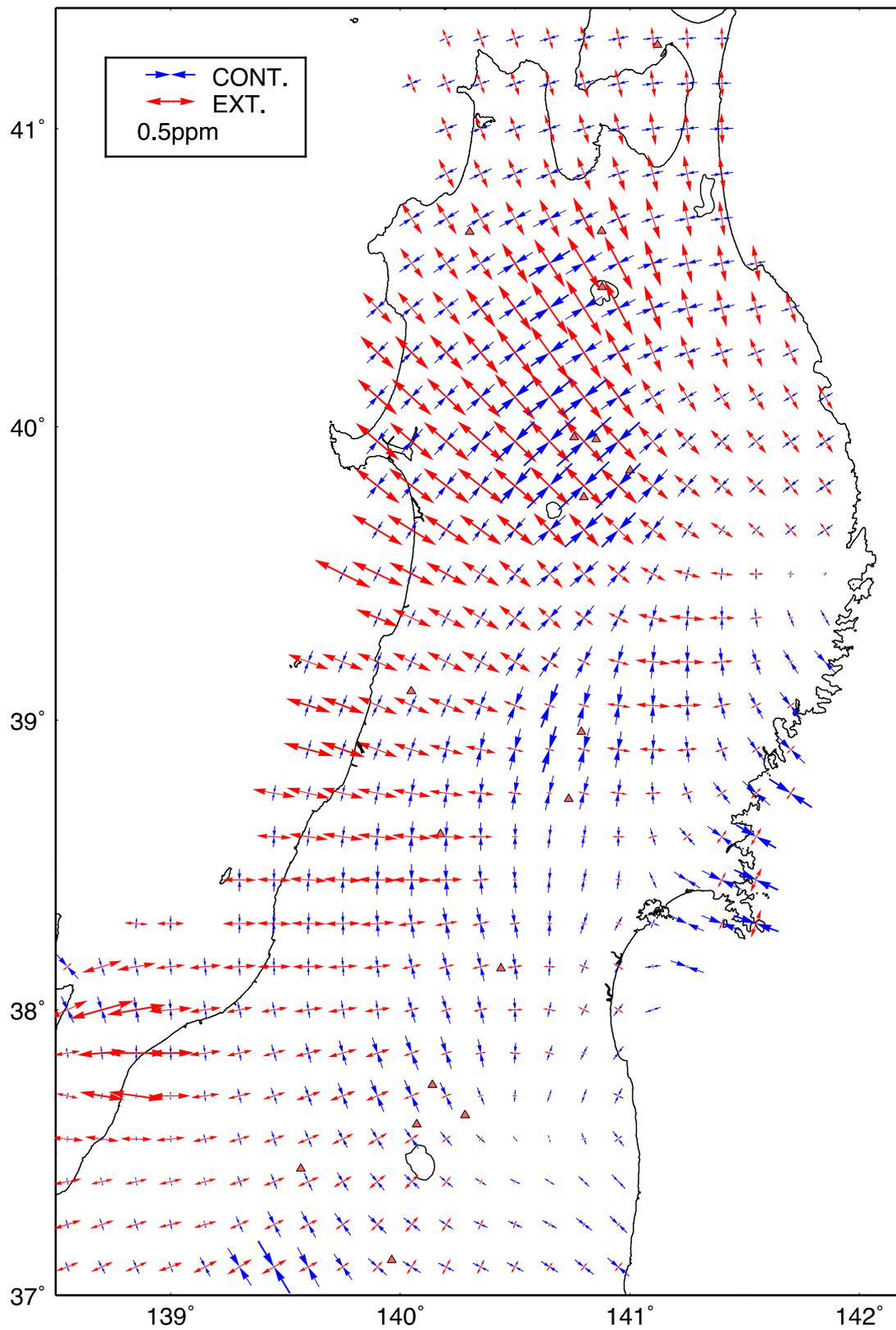


図9 Shen *et al.* (1996) の方法により格子点上で計算された主ひずみの分布。期間は2013年1年間である。赤が伸張、青が短縮ひずみを示す。

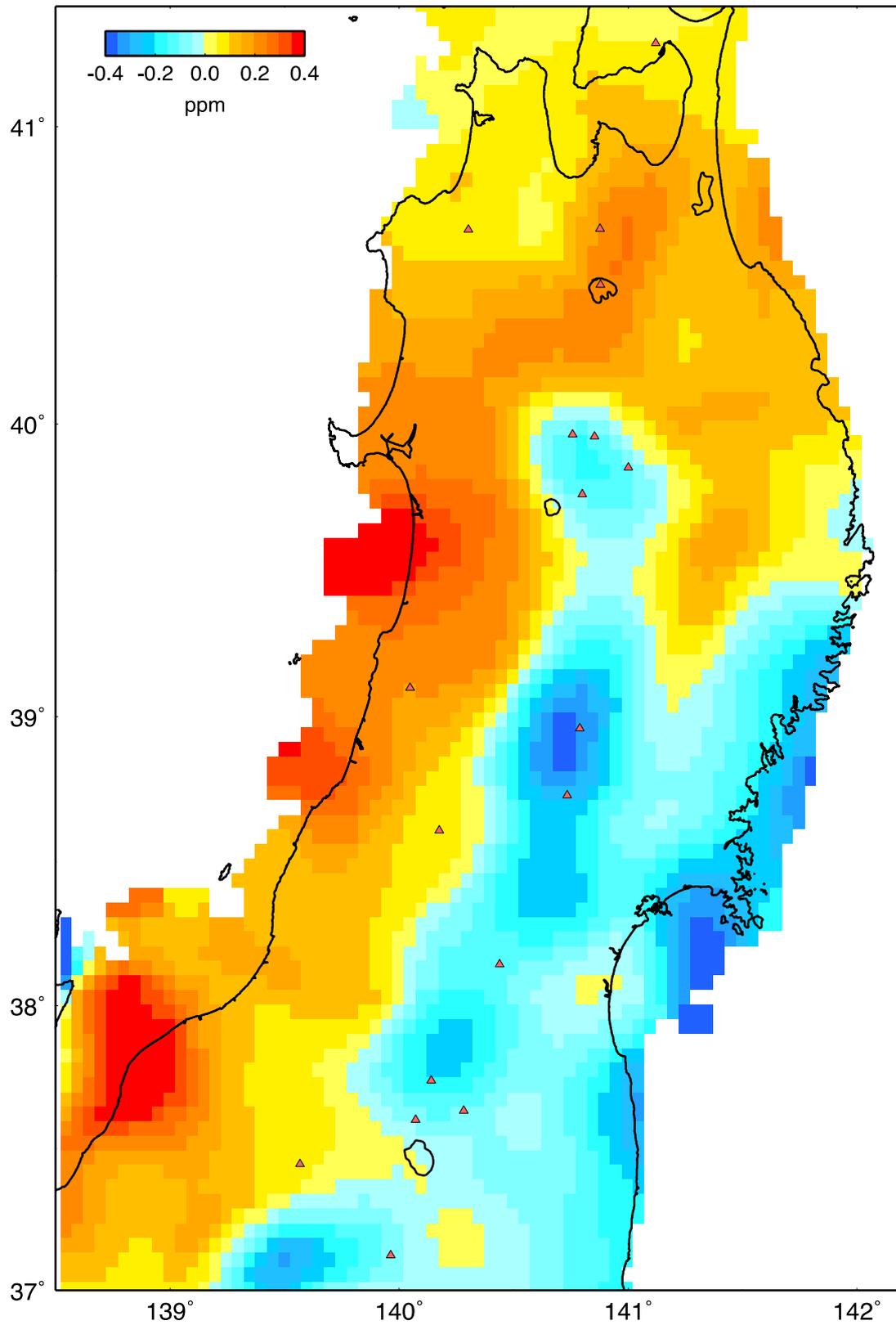


図 10 図 9 に同じ。ただし面積ひずみの分布を示す。暖色系が膨張、寒色系が収縮を示す。

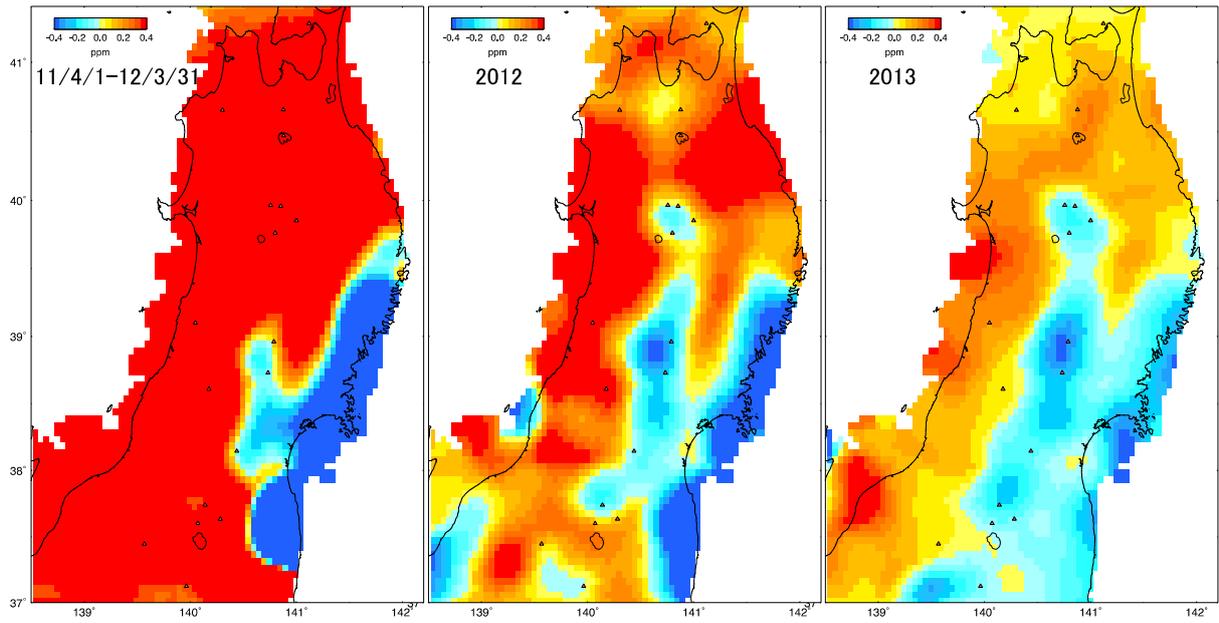


図 11 面積ひずみ分布の時間的変化。左から 2011 年 4 月 1 日から 2012 年 3 月 31 日、2012 年 1 月 1 日から同年 12 月 31 日まで、2013 年 1 月 1 日から同年 12 月 31 日までの各 1 年間を示す。

### 3. 3. 1 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 23 年度
  - 2) 平成 24 年度
  - 3) 平成 25 年度

#### (2) 平成 23 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 3 海底堆積物調査等

#### 3. 3. 1 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究

(b) 担当者

	所属機関	役職	氏名
独立行政法人	産業技術総合研究所地質情報研究部門	副研究部門長	池原 研
独立行政法人	産業技術総合研究所地質情報研究部門	研究グループ長	荒井 晃作
独立行政法人	産業技術総合研究所地質情報研究部門	研究員	田村 亨
独立行政法人	産業技術総合研究所地質情報研究部門	研究員	天野 敦子
独立行政法人	産業技術総合研究所地質情報研究部門	研究員	佐藤 智之
独立行政法人	産業技術総合研究所地質情報研究部門	特別研究員	宇佐見和子

(c) 業務の目的

東北地方太平洋沖の海域において、海底堆積物採取を実施し、2011年東北地方太平洋沖地震による海底の変動に伴って形成された堆積層の特徴を把握する。また、海底堆積物コア中の斜面崩壊堆積物を認定し、その堆積年代分析を実施して2011年東北地方太平洋沖地震以前の地震発生履歴の検討を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成23年度：

海洋研究開発機構が実施する調査航海に参加し、震源域近傍の日本海溝並びに海溝海側斜面域から海底堆積物コアを採取した。その堆積構造解析を実施し、平成23年度の地震による堆積層の認定とその特徴の把握を行った。また、より以前の同様な構造を有する堆積層の識別から、過去における同様な地震の発生履歴の検討を行った。調査航海と採取試料の解析は海洋研究開発機構との密接な連携の下に実施した。

2) 平成24年度：

海洋研究開発機構が実施した調査航海に参加し、岩手県-宮城県沖の海域から海底堆積物コアを採取した。また、平成23年度の本プロジェクトによる調査航海や平成23年3～4月に実施されたドイツ船の調査航海などにより採取された堆積物コアもあわせて、その堆積構造解析を実施し、平成23年度の地震による堆積層の認定とその特徴の把握を行う。また、堆積物コア中の同様な構造を有する堆積層の識別から、過去における同様な地震の発生履歴の検討を行った。

3) 平成25年度：

海洋研究開発機構が実施した調査航海に参加し、日本海溝陸側斜面下部の平坦面で海底堆積物コアを採取した。また、平成24年度までに採取された海底堆積物コアの堆積構造解

析を実施し、平成23年度の地震による堆積層の認定とその特徴の把握を行った。さらに、堆積物コア中の同様な構造を有する堆積層の識別から、過去における同様な地震の発生履歴の検討を行った。調査航海と採取試料の解析は海洋研究開発機構との密接な連携の下に共同して実施した。

## (2) 平成25年度の成果

### (a) 業務の要約

平成24年度まで並びに本年度新たに三陸沖から採取された海底堆積物コアを対象に堆積構造解析を実施し、平成23年度の地震による堆積層の認定とその特徴の把握を行った。また、堆積物コア中の同様な構造を有する堆積層の識別から、過去における同様な地震の発生履歴を検討した。これらのコアの岩相観察、堆積構造解析、年代測定を行い、100～500年の地震性堆積層の平均堆積間隔を得た。また、調査海域の南部では北部や中部よりも地震性堆積層の堆積頻度が高く、堆積間隔も短いことがわかった。調査航海と採取試料の解析は海洋研究開発機構との密接な連携の下に共同して実施した。

### (b) 業務の実施方法

東北沖海域における過去の地震発生履歴の検討のため、2011年東北地方太平洋沖地震震源域からその北方で採取された海底堆積物試料の解析を行った。本年度は特に、地震性堆積物の堆積間隔の決定と広域性の確認を中心に検討を行った。試料としては、本研究課題で平成24年度に実施した調査船「なつしま」によるNT13-02航海並びに海洋研究開発機構による調査船「なつしま」のNT13-19航海で採取された試料を用いた。特に、三陸沖海溝陸側斜面の広い範囲から試料が採取できたNT13-19航海のコア試料について優先的に分析を進めた。試料は肉眼観察のあと、 $5 \times 20 \times 1$  cmのスラブ試料を連続的に採取し、軟X線透過画像を撮影して、堆積構造を観察した。また、堆積年代決定のため、堆積物に挟在する火山灰層の組成並びに含まれる火山ガラスの屈折率測定を行い、既知の火山灰層との同定・対比を試みた。さらに堆積物中の有機物を用いた放射性炭素年代測定を実施した。これらの結果を総合して、堆積年代を推定し、地震性堆積物の平均堆積間隔を求めた。

また、石灰質微化石の保存が著しく悪い三陸沖の深海底堆積物のより高精度な堆積年代決定を目指して、光ルミネッセンス年代測定法の本海域堆積物への適用の検討を行った。

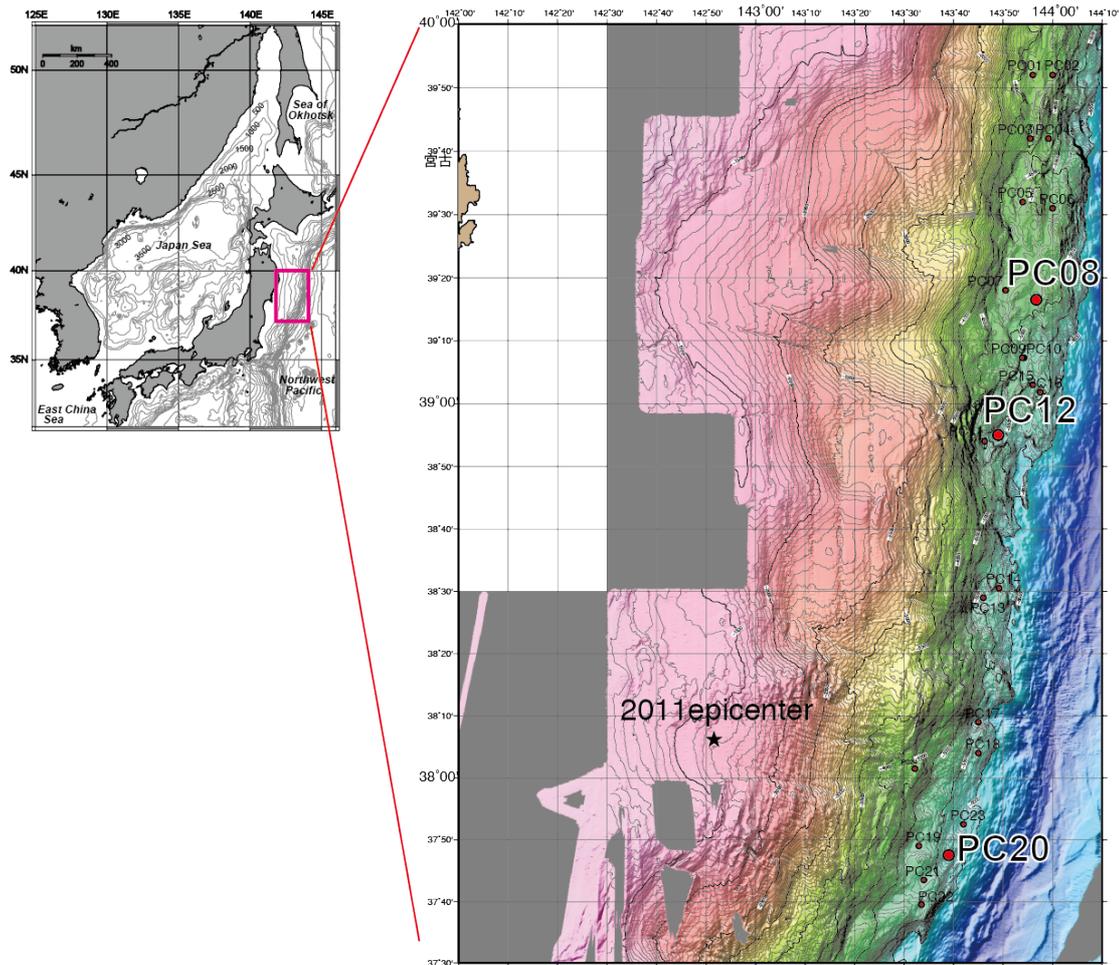


図1 「なつしま」NT13-19 航海における日本海溝陸側斜面域での試料採取地点  
本航海で24本のピストンコア試料が採取された。太字で示したのが、  
図2～4で例示したコアの採取地点。星印は2011年東北地方太平洋沖地震  
の震源位置。

### (c) 業務の成果

海溝型地震の震源の多くは海底下にある。このため、最も大きな地震動とそれに伴う変動は海底で起こると考えられる。海底での大きな震動は海底堆積物粒子の再配列を起し、粒子間の間隙を埋める水（間隙水）の圧力を上昇させ、堆積物を不安定にし、海底地すべりを発生しやすくする。また、浅海に侵入した津波は海底の傾斜変換点でエネルギーを集中させ、海底表層堆積物を巻き上げる可能性がある (Arai *et al.*, 2013; Ikehara *et al.*, in press)。震源近傍の海底では震動によって表層堆積物を破壊し、巻き上げたり、変形させるプロセスも提唱されている (Sakaguchi *et al.*, 2011; Ikehara *et al.*, in press)。このような地震に伴う海底での土砂の輸送/再配置は海底地すべりや堆積物の巻き上げ起源の堆積物粒子を含んだ周囲の海水よりも密度の大きい水塊として、重力の効果により海底斜面を流れ下る密度流である混濁流によると考えられる。混濁流からの粒子の堆積は平常時に堆積する泥と異なる粒度組成や堆積構造を持つことが知られているので、海底堆積物中から混濁流起源の堆積層であるタービダイトを認定し、その堆積年代を決めることで過去の地震の発生時期を特定できる可能性がある (Adams (1990); 池原(2000a); Goldfinger

*et al.* (2003) ; 池原ほか (2004) ; 池原・宇佐見 (2007) など)。本課題では、2011 年東北地方太平洋沖地震震源域を対象に、海底堆積物中のタービダイトからこの海域における地震発生間隔を解明することを目的とする。また、ある地震によるタービダイトの分布は、地震発生域（余震域）を大きく越えて分布しない（例えば、下川・池原, 2002）ので、ある一つの地震イベントによるタービダイトの分布の広さは地震発生域（余震域）の広さを反映する可能性がある。もしこの関係が正しければ、タービダイトを広域対比することで過去の地震の大きさを推定することが可能となる。このためには、想定される震源域の外側までに渡った範囲から試料を採取し、タービダイトを対比することが必要となるが、これまでこのような検討は十分になされていない。このため本研究では、その基礎となるタービダイトの広域対比を目指して、日本海溝沿いの広い範囲から採取されたコアの分析を進めた。

表1 NT13-19 航海で採取された海底堆積物コア中のタービダイトの挟在状況

Core	Core length (m)	No of turbidite in core	No. of turbidite(#/m)	Core	Core length (m)	No of turbidite in core	No. of turbidite(#/m)
PC01	2.53	7	2.8	PC13	2.91	1	0.3
PC02	5.56	18	3.2	PC14	5.46	18	3.3
PC03	2.65	7	2.6	PC15	3.48	8	2.3
PC04	5.02	5	1.0	PC16	5.34	6	1.1
PC05	3.53	3	0.8	PC17	3.23	24	7.4
PC06	5.24	7	1.3	PC18	5.54	19	3.4
PC07	2.85	8	2.8	PC19	3.48	13	3.7
PC08	5.34	16	3.0	PC20	4.72	42	8.9
PC09	3.58	6	1.7	PC21	3.07	26	8.5
PC10	5.36	35	6.5	PC22	5.55	24	4.3
PC11	3.34	5	1.5	PC23	3.16	2	0.6
PC12	5.52	9	1.6	PC24	3.582	3	0.8

「なつしま」の NT13-19 航海（24 地点：図1）で日本海溝陸側斜面下部の平坦面（mid slope terrace）から採取されたコア試料は基本的に珪藻質細粒堆積物からなる。採取された多くのコアでは、下面が侵食的で、上方へ細粒化し、砂質部では平行葉理やリップル葉理が発達する粗粒層（図2～4）が認められる。これらの堆積構造の特徴は、Stow and Shanmugam (1980) の細粒タービダイトの構造と一致するので、混濁流から形成されたタービダイトと解釈される。この斜面域では、現在の陸上の河川に直結する海底谷はほとんど認められず、全体にプランクトン起源（珪藻質）であり、浅海域からの直接の堆積物供給は少ないと考えられるので、このタービダイトの堆積原因は、海域での地震による斜面崩壊である可能性が高い。実際、2011 年東北地方太平洋沖地震の際にも、地震後に日本海溝沿いの複数箇所で混濁流によると考えられる海底ケーブルの切断事故が起こっている（白崎ほか, 2012）。したがって、これらのタービダイトは地震起源である可能性が高い。タービダイトのコア中での挟在頻度は、ばらつきは大きいものの、海域の北部（宮古沖）で低く（おおよそ2枚/m）、南部で高い（5枚/m）傾向にあった（表1）。ただし、海域南部でも PC23 ではタービダイトの挟在が少なく、平坦面のどこでもタービダイトがたまっているわけではないことを示す。

これらのタービダイトの堆積年代決定のため、3つの分析を行った。一つはコア中に挟在する火山灰の分析である。火山灰に含まれる鉱物組成、構成する火山ガラスの形態と屈折率（表2：年代は町田・新井，2003による）から、白頭山起源の白頭山-苦小牧テフラ（B-Tm：10世紀）、榛名山起源の榛名-伊香保テフラ（Hr-FP：6世紀）、十和田火山起源の十和田-aテフラ（To-a：AD915）、十和田-中掇テフラ（To-Cu：約6,000年前）、濁川カルデラ起源の濁川テフラ（Ng：約15,000年前）、鳴子山起源の鳴子-柳沢テフラ（Nr-Y：41,000～63,000年前）が確認された。二つ目の方法として、堆積物中に含まれる浮遊性有孔虫遺骸を用いた放射性炭素年代測定を試みた。肉眼で浮遊性有孔虫が含まれると確認された層準について、堆積物の洗い出しを実施したが、年代測定に十分な量の有孔虫が得られなかった。これはコアが採取された水深が5,000m程度と北西太平洋の炭酸カルシウム補償深度とされる4,000～4,500m（井岡ほか，1994）よりも深く炭酸塩が溶解してしまうためと考えられる。このため、堆積物中に含まれる有機物を用いた放射性炭素年代測定を行うこととした。有機物の放射性炭素年代値は混入する古い有機物の影響により、真の年代値よりも古くなることが知られている（池原，2000b）が、炭酸塩に乏しい亜寒帯域の堆積年代決定に用いられている（例えば、Itaki and Ikehara，2004）。9本のコアの60層準について年代測定を行ったところ、表3の結果を得た。測定試料は、タービダイト部分は古い有機物の混入の可能性があることから避け、通常時の堆積物（半遠洋性泥）から選定した。得られた年代値をコア深度に対してプロットすると図5のようになる。この図から、有機物の放射性炭素年代値の多くはコア深度に対して単調に増加すること、直線をコアトップに延長させて交点の年代を求めると2,000年程度となり、明らかに真の年代より古い値を示すことがわかる。一方、挟在する榛名-伊香保テフラの上下層準の年代値のみを拾い出すと、3,110～3,230年となり、ほぼ同じ年代値を示す。榛名-伊香保テフラは6世紀のものとされ（町田・新井，2003）、奥野ほか（2009）はAD555-615としている。今回得られた榛名-伊香保テフラ層準の有機物の放射性炭素年代値とテフラの年代値の差は1,900年程度となり、これはコアトップで推定される年代値に近い。このことは、この海域の完新世の有機物の年代は実際の年代よりも2,000年程度古く出ること示している。

以上の堆積年代に関するデータのうち、もっとも年代として信頼度における完新世テフラの年代をもとに、その上位に挟在するタービダイトの平均堆積間隔を求めると、多くのコアにおいて100-500年の間隔が得られた。ただし、海域北部のPC05とPC09では、1,500-2,000年と長い間隔を持つ。PC05とPC09を除いて、海域の南北で堆積間隔を比較すると、コア中でのタービダイトの挟在頻度を反映して、南で短く（平均161年）、北で長い（平均344年）傾向が認められた。この平均的な堆積間隔の持つ意味は今後さらに検討されるべきであるが、少なくとも堆積間隔に地域的な違いがありそうであることがわかったことは地震発生の地域性あるいは地震動に対する海底斜面の応答様式の地域性を示唆し、今後の研究に重要な知見と考えられる。

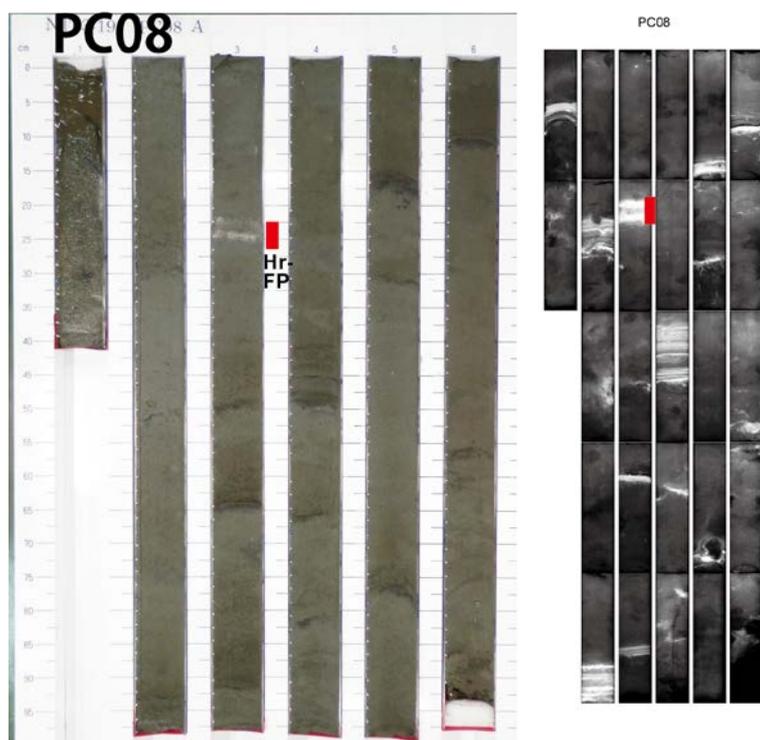


図2 NT13-19 航海で調査海域北部宮古沖から採取された海底堆積物コア PC08 中に挟在するタービダイト (コア写真 (左) と軟X線写真 (右))  
 軟エックス写真で白っぽい部分が粗粒な部分 (タービダイト)。  
 赤で示した部分が、榛名-伊香保テフラ (Hr-FP) の層準。

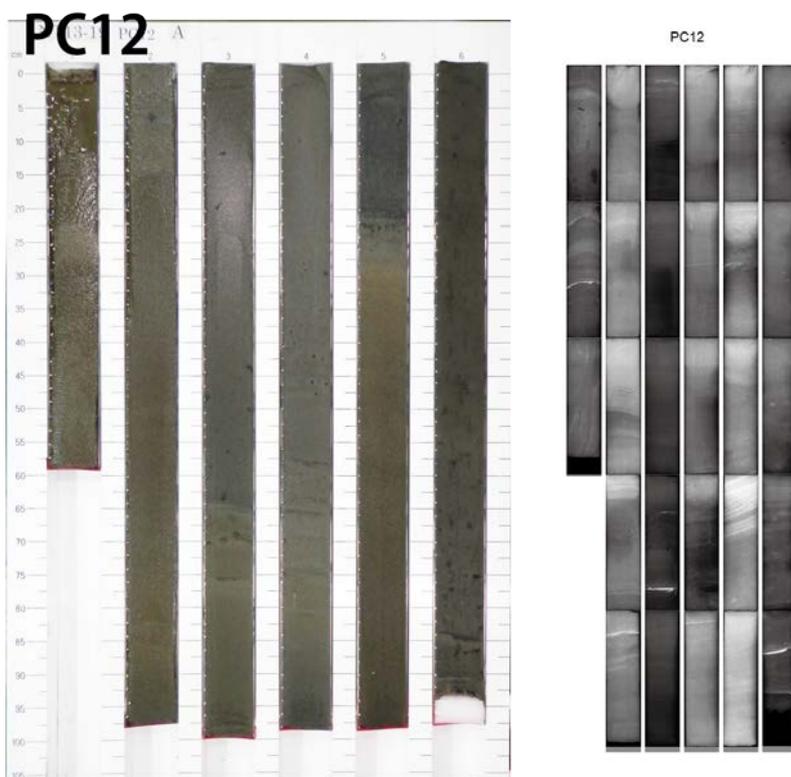


図3 NT13-19 航海で調査海域中部気仙沼沖から採取された海底堆積物コア PC12 中に挟在する細粒タービダイト (コア写真 (左) と軟X線写真 (右))

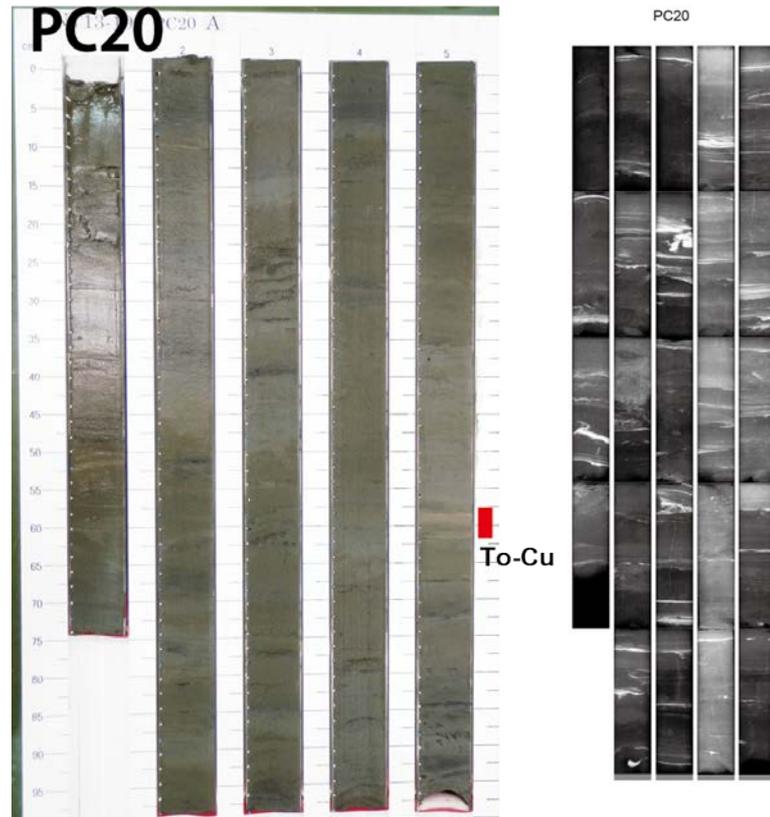


図4 NT13-19 航海で調査海域南部仙台沖から採取された海底堆積物コア PC20 に挟在する細粒タービダイト（コア写真（左）と軟X線写真（右））  
PC08 や PC12 に比べて、タービダイトの挟在頻度が高い。赤で示した部分が、十和田-中掬テフラ（To-Cu）の層準。

表2 NT13-19 航海で採取された海底堆積物コア中に挟在する火山灰層の分析結果

Core	Interval (cm)	Correlation	Core	Interval (cm)	Correlation
PL01	16 - 17	B-Tm	PC14	450.2 - 451	Mainly To-Cu
PC02	441 - 444	Hr-FP	PC15	310 - 311	Hr-FP
PC05	121 - 123	To-Cu	PC16	393 - 394.8	Hr-FP
PL05	69 - 71	Hr-FP	PC17	103 - 109	To-a
PC06	132 - 133	Hr-FP	PC18	227 - 364 - 365	Ng (+To-Cu) Ng
	500 - 501	Mixed (mainly To-Cu)	PC19	245 - 246	To-a
PC07	168 - 170	Hr-FP	PC20	409 - 431 - 433	Mainly Ng (+To-Cu) To-Cu
PC08	62 - 65	Hr-FP	PC21	173 -	Nr-Y?
PC09	40 - 42	Hr-FP	PC22	535 - 537	Mixed (To-a?)
	167 - 168	Hr-FP			
	182 -	Mixed			

白頭山起源の白頭山-苫小牧テフラ (B-Tm)、榛名山起源の榛名-伊香保テフラ (Hr-FP)、十和田火山起源の十和田-a テフラ (To-a)、十和田-中掬テフラ (To-Cu)、濁川カルデラ起源の濁川テフラ (Ng)、鳴子山起源の鳴子-柳沢テフラ (Nr-Y)

表3 NT13-19 航海の海底堆積物コアの有機物を用いた放射性炭素年代測定結果

Core	Interval (cm)	conventional 14C age	error	Core	Interval (cm)	conventional 14C age	error
PC08	109 - 112	2420	30	PC16	20 - 23	2150	30
	159 - 162	3160	30		30 - 33	1840	30
	166 - 169	3210	30		109 - 112	1880	30
	209 - 212	3510	30		207 - 210	2310	30
	259 - 262	4110	30		307 - 310	2650	30
	309 - 312	4330	30		357 - 360	3240	30
PC09	50 - 53	3230	30	PC17	388 - 391	3130	40
	87 - 90	3820	30		396 - 399	3110	30
	187 - 190	5870	40		407 - 410	3500	30
	237 - 250	6860	30		457 - 460	3460	30
PC10	20 - 23	2000	30	PC18	507 - 510	3750	30
	58 - 61	2360	30		195 - 198	3710	30
	130 - 133	3110	30		244 - 247	3870	30
	140 - 143	3230	30		49 - 52	2670	30
	158 - 161	3440	30		74 - 77	3190	30
	258 - 261	4470	30		228 - 231	6430	40
PC14	308 - 311	5080	30	PC22	324 - 327	9920	50
	408 - 411	5890	40		359 - 362	12100	50
	20 - 23	2170	30		368 - 371	12380	50
	40 - 43	2180	30		380 - 383	12900	50
	64 - 67	3270	30		428 - 431	15690	60
	111 - 114	3220	30		476 - 479	17610	70
PC15	166 - 169	3750	30	PC22	524 - 527	21410	100
	452 - 455	7030	40		122 - 125	7060	40
	466 - 469	7010	40		220 - 223	13430	60
	518 - 521	8180	40		320 - 323	20790	100
	20 - 23	1450	30		417 - 420	27960	160
	72 - 75	1730	30		520 - 523	34670	290
221 - 224	2610	30	527 - 530	32110	250		
321 - 324	3250	30	538 - 541	36180	370		

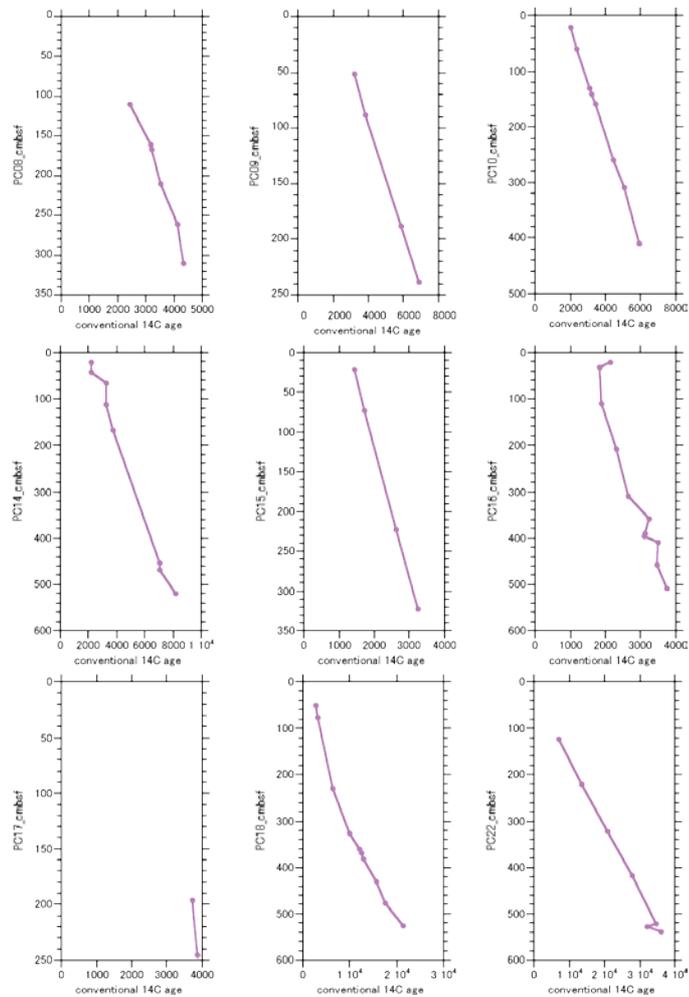


図5 「なつしま」NT13-19 航海の有機物の放射性炭素年代値の深度プロット  
 左上より PC08, PC09, PC10, PC14, PC15, PC16, PC17, PC18, PC22。

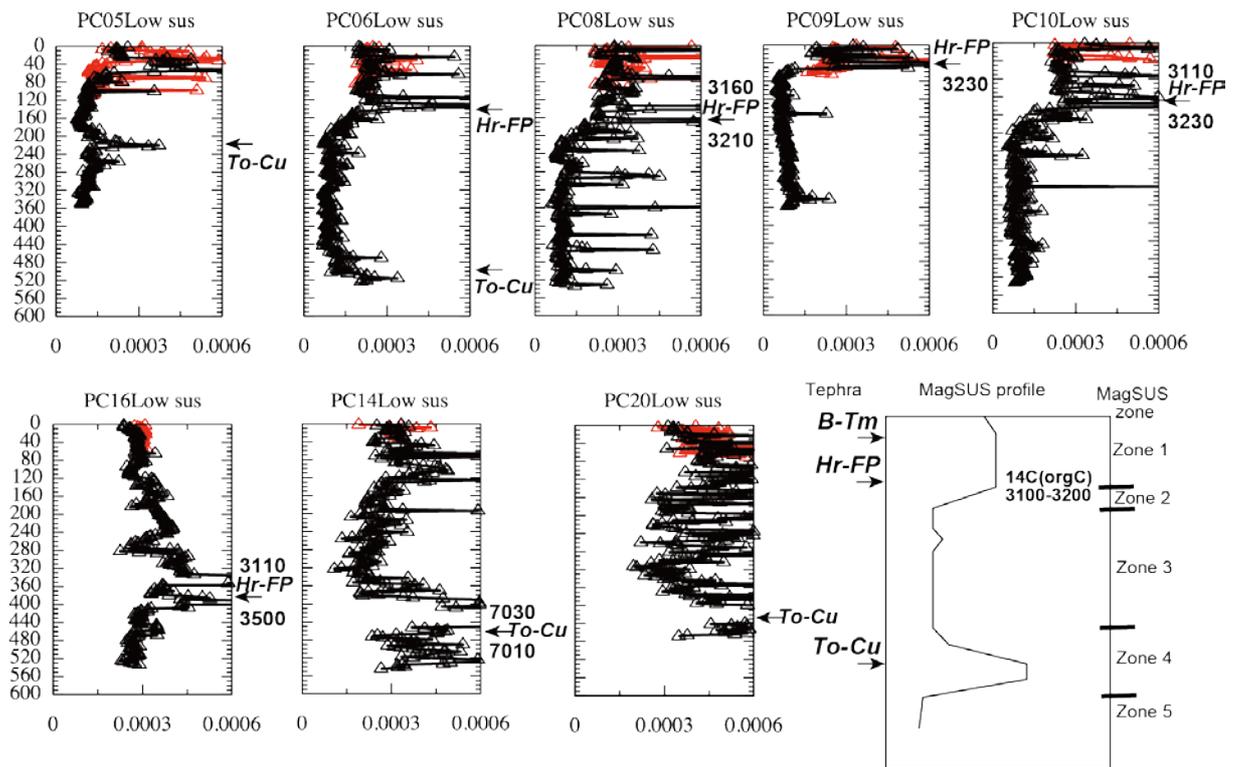


図6 海洋研究開発機構による帯磁率測定結果と火山灰挟在位置の関係

完新世テフラが得られている海底堆積物コアについて、海洋研究開発機構による帯磁率測定結果に火山灰の挟在層準を入れると図6のようになる。帯磁率は深度方向に特徴的な変化を示し、コア最上部でやや高い値を示すものの（ゾーン1）、ある層準から緩やかに減少し（ゾーン2）、低い値を保つ（ゾーン3）。その後やや高い値を示したあと（ゾーン4）、また低い値をとる（ゾーン5）。火山灰の挟在層準はこの帯磁率の変化の似た層準にある。すなわち、榛名-伊香保テフラは複数のコアでゾーン1の最下部に、十和田-中坳テフラはゾーン4の中に位置する。このことは、このような帯磁率変化がこの海域で同時に起こっており、コア間の対比に利用できる可能性を示唆する。この帯磁率変化の原因は明らかではないが、三陸沖堆積物が主に帯磁率の低い珪藻質堆積物からなることから、珪藻遺骸の含有率の変化に起因している可能性がある。この場合、三陸沖での完新世海洋環境変化が関与している可能性が高く、三陸沖で広範囲に使える年代指標となる可能性がある。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、「なつしま」NT13-19 航海で日本海溝陸側斜面の平坦面（mid slope terrace）から採取された海底堆積物コアには、地震性と考えられるタービダイトが多数挟在していることがわかった。また、調査海域の北部と南部でタービダイトの挟在頻度や堆積間隔が異なり、南部ほど頻度が高く、間隔が短い可能性が示唆された。現時点では、これらの堆積物について100年精度での年代決定は困難であるため、挟在するタービダイト同士の対比は困難であるが、より正確な年代決定が可能となれば、同じ地震・津波イベ

ントで発生したタービダイトの分布範囲の推定が可能になると考えられる。これはこれまで困難であった過去の地震破壊領域の広さ、ひいては地震の規模の推定に使えるかもしれない。このためには、炭酸塩の保存の悪い海域の海底堆積物の高精度の堆積年代決定手法の開発が必要である。風成塵起源の細粒石英を用いた光ルミネッセンス年代測定は、このような海域の堆積物の年代決定に有効と考えられる手法の一つである。現在、光ルミネッセンス法による三陸沖堆積物の年代測定を進めているが、しっかりとしたシグナルがとらえられており、この手法が適用できる可能性を示している。火山灰層序や有機物の放射性炭素年代測定、海洋環境変動に伴うプランクトン群集変化や堆積物物性変化などと新しい手法を組み合わせることにより、より精度の高い年代モデルの構築が可能になると期待される。

また、2011年の地震・津波によるイベント堆積物が今後どのように保存されていくかも今後の重要な研究課題である。三陸沖は海洋表層での一次生産が高く、海底表面の底生生物の活動も活発である。生物活動はイベント層を破壊し、地層記録として残さない方向に働く可能性が高い。一方、大型の底生生物は浅海域により多く生息すると考えられるので、水深などの海底環境の違いもイベント層の保存度に関係する可能性がある。海底の地震・津波イベント堆積物を用いた過去の地震・津波発生履歴の検討を進める上でも、2011年のイベント堆積物の経年変化をモニタリングしていくことが重要である。

#### (e) 引用文献

- Adams, J., Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, *Tectonics*, **9**, 569-583, 1990.
- Arai, K., H. Naruse, R. Miura, K. Kawamura, R. Hino, Y. Ito, D. Inazu, M. Yokokawa, N. Izumi, M. Murayama and T. Kasaya, Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geology*, **41**, 1195-1198, 2013.
- Goldfinger, C., C.H. Nelson, J.E. Johnson and the Shipboard Scientific Party, Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas Fault based on precise dating of offshore turbidites, *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, 555-577, 2003.
- 池原 研, 地震性堆積物を用いた地震発生年代と発生間隔の解析, *地調月報*, **51**, 89-102, 2000a.
- 池原 研, 海底堆積物中の浮遊性有孔虫と有機炭素を用いた放射性炭素年代値の比較, *地調月報*, **51**, 299-307, 2000b.
- Ikehara, K., T. Irino, K. Usami, R. Jenkins, A. Omura and J. Ashi, Possible submarine tsunami deposits on the outer shelf of Sendai Bay, Japan resulting from the 2011 earthquake and tsunami off the Pacific coast of Tohoku, *Marine Geol.*, in press.
- 池原 研・片山 肇・辻野 匠・荒井晃作・板木拓也・保柳康一, 深海底タービダイトを用いた地震発生間隔推定における堆積作用理解の重要性-北海道沖日本海東縁海洋海山周辺の例-, *地質学論*, **58**, 111-122, 2004.

- 池原 研・宇佐見和子, 1993 年北海道南西沖地震の地震性タービダイトの堆積機構, 第  
四紀研究, **46**, 477-490, 2007.
- 井岡 昇・池原 研・田中裕一郎・山崎俊嗣, 西太平洋の堆積物の特徴: 海洋における  
炭素循環研究のために, 月刊海洋, **26**, 375-378, 1994.
- Itaki, T. and Ikehara, K., Holocene changes of the Okhotsk Sea Intermediate Water  
and their relation to atmospheric circulation, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24309,  
doi: 10.1029/2004GL021384, 2004.
- 町田 洋・新井房夫, 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 336p, 東大出版,  
2003.
- 奥野 充・及川輝樹・下司信夫・八塚植也・星野安治・中村俊夫, 榛名二ツ岳伊香保テフ  
ラの 14C ウィグルマッピング, 日本火山学会講演要旨集, 153, 2009.
- Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E. J. Screaton, D. Curewitz and M. Murayama,  
Episodic seafloor mud brecciation due to great subduction zone earthquakes,  
*Geology*, **39**, 919-922, 2011.
- 下川浩一・池原 研, 堆積物に残された古地震, 大竹政和・平 朝彦・太田陽子 (編) 日  
本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 95-108, 東大出版, 2002.
- 白崎勇一・伊藤啓司・桑水流正邦・清水健二, 海底ケーブル障害から見える海底地盤変  
動, 海洋調査技術, **24**, 17-20, 2012.
- Stow, D.A.V. and G. Shanmugam, Sequence of structures in fine-grained turbidites:  
Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, *Sed. Geol.*, **25**, 23-42,  
1980.

### 3. 3. 2 海底地すべりと堆積物の強震動による変形の研究

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 23 年度
  - 2) 平成 24 年度
  - 3) 平成 25 年度

#### (2) 平成 25 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 3 海底堆積物調査等

#### 3. 3. 2 海底地すべりと堆積物の強震動による変形の研究

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 海底地すべりと堆積物の強震動変形の研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人海洋研究開発機構 地球内部ダイナミクス領域	技術研究主幹	金松 敏也

(c) 業務の目的

東北地方太平洋沖の海域において、海底堆積物採取を実施し、2011年東北地方太平洋沖地震による、海底地すべりや強震動によって乱された堆積層の認定とその特徴の把握を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成23年度：

海洋研究開発機構の「みらい」を使った調査航海により、採泥を実施し震源域近傍の日本海溝から海底堆積物コアを採取した。2011年東北地方太平洋沖地震によって海底地すべりが発生した可能性がある海域で、地層の岩相や物性に特異な特徴が見られるか検討するため、岩相記載と物性測定を実施した。調査航海と採取試料の解析は産業技術総合研究所と密接な連携の下に実施した。

2) 平成24年度：

調査航海を実施し、宮城県～福島県沖の海域から海底堆積物コアを採取した。また、平成23年度の調査航海や平成23年3～4月に実施されたドイツ船の調査航海により採取された堆積物コアもあわせて、2011年東北地方太平洋沖地震により海底地すべりや強震動により乱された堆積層があるか解析を実施した。また過去に同様の変動が起きたか、堆積物コア中に同様な構造を有するか検討した。

3) 平成25年度：

平成24年度までに実施された採泥により、採取した試料の物性測定、岩相観察から日本海溝周辺の海底地すべりに伴った堆積層の特徴や、表層堆積物の強震動変形の特徴の把握を行った。また2011年東北地方太平洋沖地震以前に同様な変動を示す堆積層が存在するか検証した。調査航海と採取試料の解析は産業技術総合研究所と密接な連携の下に実施した。

##### (2) 平成25年度の成果

#### (a) 業務の要約

東北地方太平洋沖地震では陸側プレートの海溝側先端部まで破壊が伝播したとされている。北緯38度付近では上盤プレートの変動は海側に向かうほど大きかった事が示され(Fujiwara *et al.*, 2011, Kodaira *et al.*, 2012)、これまでの調査により海溝軸付近に過去の海底地すべりや、変形した地層が見いだされている。他の海溝に近い下部陸側斜面平坦面にも同様な変動記録があるか検証するため、海洋研究開発機構の海洋調査船「なつしま」により採取された海底堆積物の岩相記載と物性測定を行った。その結果、過去に海底地すべりが起こった痕跡が、限られた海域で見出された。

#### (b) 業務の実施方法

海底地すべりが発生した場合、地層の傾斜、断層、堆積層が著しく乱された構造が形成され、その層序を編年することで、変動の歴史を知る事ができる(例えば熊野沖南海トラフにおける海底地すべり層序の復元: Expedition 333 Scientists, 2011, Strasser *et al.*, 2012)。また表層堆積物が強震動のため破砕し、その場で再堆積することも考えられる(Sakaguchi *et al.*, 2011)。このような現象が日本海溝の陸側斜面に記録されているか検証するため、水深 4,200m-5,900m に発達する下部陸側斜面平坦面 (mid slope terrace; Cadet *et al.*, 1987) において、海洋研究開発機構海洋調査船「なつしま」の NT13-19 航海によって採取された堆積物コア(図 1 及び表 1)を使い検討した。下部陸側斜面の平坦面は北緯 39 度以北では良く発達しているが、北緯 39 度以南では発達が悪い(Sasaki, 2004)。平坦面の中でも小海盆各地点では数 m のコア(PC と記載)の採取と、同時に最上部の堆積層を乱さないよう短いパイロットコア(PL と記載)で地層採取が試みられている(表 1)。目的の地点からコアを採取するようトランスポンダーを使い位置を確認しながら作業した。24 本のコアが採取され、採取したコアは船上で 1 m のセクションに分割し、コアを半割し岩相記載、構成物の観察が船上で行われている。採取された試料を使い粒子配列から変形を知るため、帯磁率異方性を利用した磁気ファブリックの解析を行った。

表1 NT13-19による海底堆積物コアの採取地点とコアの採取長

採取日	コア名	緯度	経度	水深 (m)	採泥管 (m)	引抜張力 (kN)	採取長 (cm)
2013/8/16	PC01	北緯 39 度 51.9590 分	東経 143 度 56.0560 分	4,281	4	31.0	259.5
	PL01	北緯 39 度 51.9590 分	東経 143 度 56.0560 分	4,281	0.7		84.0
2013/8/17	PC02	北緯 39 度 51.9704 分	東経 144 度 00.0137 分	4,450	6	33.9	552.0
	PL02	北緯 39 度 51.9704 分	東経 144 度 00.0137 分	4,450	0.7		85.0
2013/8/17	PC03	北緯 39 度 41.9244 分	東経 143 度 55.4821 分	4,548	4	35.2	269.7
	PL03	北緯 39 度 41.9244 分	東経 143 度 55.4821 分	4,548	0.7		0.0
2013/8/18	PC04	北緯 39 度 41.9525 分	東経 143 度 59.1968 分	4,734	6	37.1	507.0
	PL04	北緯 39 度 41.9525 分	東経 143 度 59.1968 分	4,734	0.7		0.0
2013/8/18	PC05	北緯 39 度 31.9707 分	東経 143 度 53.9958 分	4,664	4	35.6	375.5
	PL05	北緯 39 度 31.9707 分	東経 143 度 53.9958 分	4,664	0.7		117.4
2013/8/19	PC06	北緯 39 度 30.9067 分	東経 143 度 59.9871 分	4,874	6	36.9	530.0
	PL06	北緯 39 度 30.9067 分	東経 143 度 59.9871 分	4,874	0.7		100.0
2013/8/19	PC07	北緯 39 度 18.0027 分	東経 143 度 50.4959 分	4,826	4	35.0	290.0
	PL07	北緯 39 度 18.0027 分	東経 143 度 50.4959 分	4,826	0.7		111.8
2013/8/20	PC08	北緯 39 度 16.4448 分	東経 143 度 56.6842 分	4,983	6	37.8	546.9
	PL08	北緯 39 度 16.4448 分	東経 143 度 56.6842 分	4,983	0.7		103.0
2013/8/20	PC09	北緯 39 度 07.2109 分	東経 143 度 53.9452 分	5,375	4	41.7	363.8
	PL09	北緯 39 度 07.2109 分	東経 143 度 53.9452 分	5,375	0.7		78.4
2013/8/21	PC10	北緯 39 度 07.2353 分	東経 143 度 54.1586 分	5,398	6	40.3	542.7
	PL10	北緯 39 度 07.2353 分	東経 143 度 54.1586 分	5,398	0.7		56.5
2013/8/21	PC11	北緯 38 度 53.9519 分	東経 143 度 46.3720 分	5,534	4	38.2	341.0
	PL11	北緯 38 度 53.9519 分	東経 143 度 46.3720 分	5,534	0.7		91.0
2013/8/22	PC12	北緯 38 度 54.9813 分	東経 143 度 49.0229 分	5,656	6	42.2	560.2
	PL12	北緯 38 度 54.9813 分	東経 143 度 49.0229 分	5,656	0.7		93.5
2013/8/22	PC13	北緯 38 度 28.9814 分	東経 143 度 45.9449 分	5,651	4	39.1	296.6
	PL13	北緯 38 度 28.9814 分	東経 143 度 45.9449 分	5,651	0.7		91.5
2013/8/23	PC14	北緯 38 度 30.4596 分	東経 143 度 49.1317 分	5,592	6	43.2	553.3
	PL14	北緯 38 度 30.4596 分	東経 143 度 49.1317 分	5,592	0.7		36.0
2013/8/23	PC15	北緯 39 度 03.0483 分	東経 143 度 56.0808 分	5,437	4	37.9	352.3
	PL15	北緯 39 度 03.0483 分	東経 143 度 56.0808 分	5,437	0.7		67.0
2013/8/24	PC16	北緯 39 度 01.7839 分	東経 143 度 57.3741 分	5,547	6	39.0	540.1
	PL16	北緯 39 度 01.7839 分	東経 143 度 57.3741 分	5,547	0.7		67.3
2013/8/24	PC17	北緯 38 度 08.8664 分	東経 143 度 44.9466 分	5,848	4	41.4	327.4
	PL17	北緯 38 度 08.8664 分	東経 143 度 44.9466 分	5,848	0.7		62.5
2013/8/25	PC18	北緯 38 度 05.4292 分	東経 143 度 43.9558 分	5,496	6	40.7	555.9

	PL18	北緯 38 度 05.4292 分	東經 143 度 43.9558 分	5,496	0.7		82.0
2013/8/25	PC19	北緯 37 度 49.0863 分	東經 143 度 32.9676 分	5,329	4	39.3	351.2
	PL19	北緯 37 度 49.0863 分	東經 143 度 32.9676 分	5,329	0.7		56.5
2013/8/26	PC20	北緯 37 度 47.5223 分	東經 143 度 39.0812 分	5,720	6	42.0	477.1
	PL20	北緯 37 度 47.5223 分	東經 143 度 39.0812 分	5,720	0.7		74.3
2013/8/26	PC21	北緯 37 度 43.5055 分	東經 143 度 33.9127 分	5,447	4	36.3	314.8
	PL21	北緯 37 度 43.5055 分	東經 143 度 33.9127 分	5,447	0.7		55.6
2013/8/27	PC22	北緯 37 度 39.4379 分	東經 143 度 33.3305 分	5,409	6	41.0	553.9
	PL22	北緯 37 度 39.4379 分	東經 143 度 33.3305 分	5,409	0.7		67.5
2013/8/27	PC23	北緯 37 度 52.4376 分	東經 143 度 41.8890 分	5,875	4	39.4	322.8
	PL23	北緯 37 度 52.4376 分	東經 143 度 41.8890 分	5,875	0.7		63.5
2013/8/28	PC24	北緯 38 度 01.5548 分	東經 143 度 32.1347 分	4,385	4	34.8	358.2
	PL24	北緯 38 度 01.5548 分	東經 143 度 32.1347 分	4,385	0.7		48.5

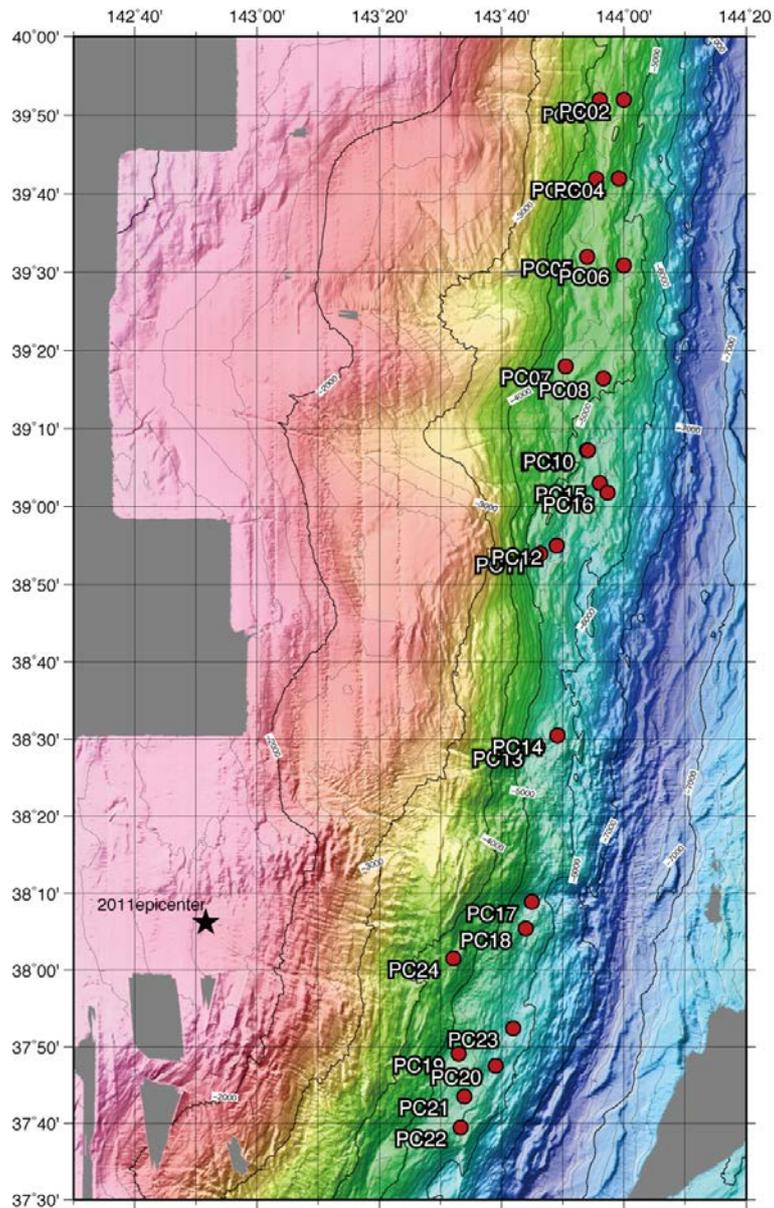


図1 NT13-19による海底堆積物コアの採取地点(●)と、その周辺の地形図。★は、東北地方太平洋沖地震の震央を示す。

(c) 業務の成果

日本海溝の下部陸側斜面平坦面から広く採取された試料の岩相は、多くの場合、薄い砂層を含むタービダイトを含み、過去の地震との関連が注目される。また砂の挟在は南の海域ほど頻繁である。一方で肉眼観察により流動変形したと考えられるコアがPC04(北緯39度41.9525分, 東経143度59.1968分)、PC11(北緯38度53.9519分, 東経143度46.3720分)、PC13(北緯38度28.9814分, 東経143度45.9449分)において認定された(図2)。



図 2 NT13-19 航海で得られた流動変形した地層。破線は層の境界を示す。

採取されたコアの帯磁率を連続的に測定した。帯磁率のコア毎の深度プロファイルを図 3 に示す。全体的に北から採取されたコアほど帯磁率は小さく、南ほど大きな帯磁率を表す。また砂層の挟在を示すピークがそれぞれのコアに認められ、時折挟在する火山灰層においても同様に帯磁率のピークを示す。これは南の海域に砂層が頻繁に含まれるという岩相観察と整合的である。

多くのコアで帯磁率変動は大きな周期で変動するパターンが認められるが、一方で比較的小さな変動パターンを示すコアが北緯 38 度 20 分以上に認められた (PC3, PC4, PC11, PC12, PC13, PC16)。これは他のコアと比べると堆積環境(堆積速度など)が違うことが考えられるが、現在のところ検証するためのデータは揃っていない。また上に述べた流動変形した地層を含むコアはこういった帯磁率変動を示すコアから認められている。流動変形した層準はその上位と下位の帯磁率の値と異なり、これらが異地から流入してきたと推定できる(図 4)。PC04 の場合、流動した層準は、帯磁率が他より大きく、PC11 では小さく、PC13 では大きな値として認められる。また堆積物の粒子配列を表すパラメーター L も同様に上下の層準と異なり堆積システムが異なる事が推定できる。PC04 においては、125cm, 150cm のタービダイト層の基底も同様に帯磁率が大きくなるが、330-350cm の流動層の粒子配列を表すパラメーター L に違いが認められ、タービダイトの堆積システムとも異なる事を示している。またこれらの流動層は十分表層から深い深度で認められるため過去に起こった地すべりにより、もたらされたと考えられる。

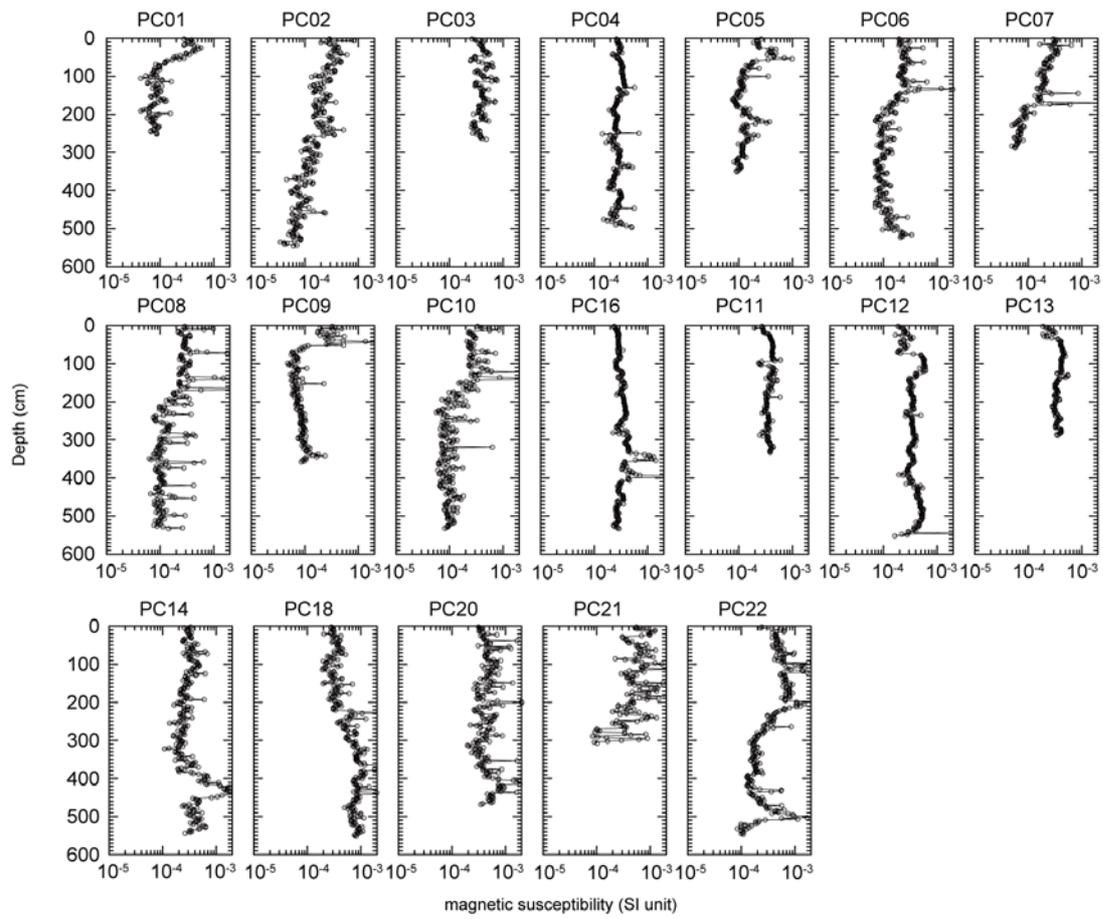


図3 NT13-19航海で得られたコアの帯磁率深度プロファイル。

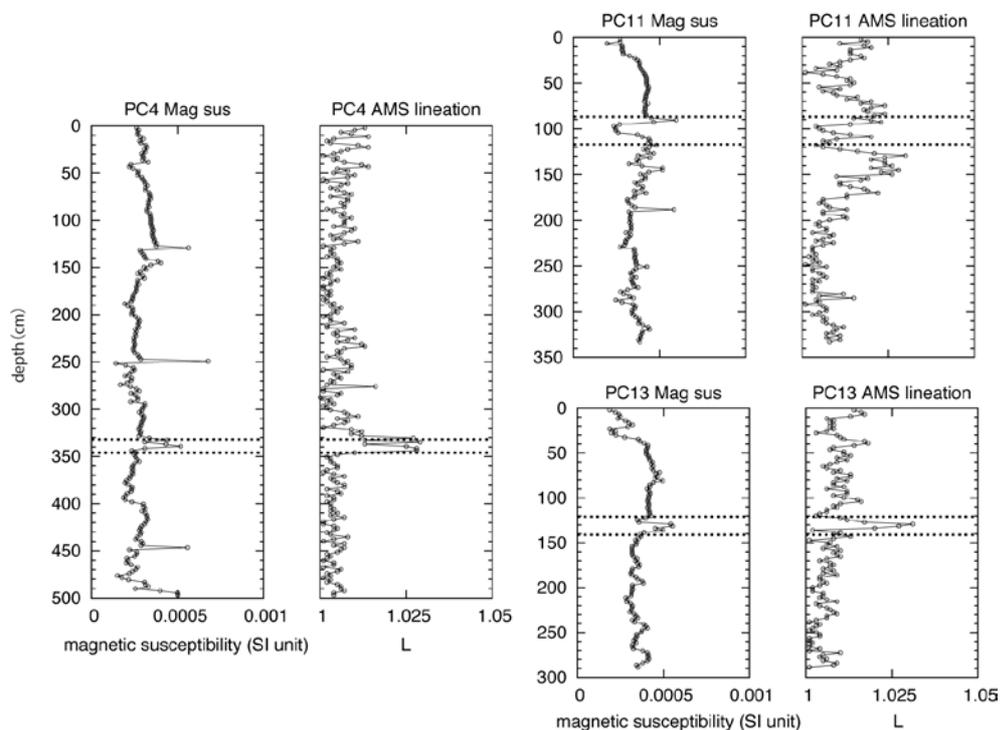


図4 帯磁率（左）及び帯磁率異方性パラメーターL（右）のPC4, PC11, PC13の深度プロファイル。各コアのプロファイルにおいて破線で囲まれる範囲が流動層と認められる層準。

(d) 結論ならびに今後の課題

下部陸側斜面平坦部 (mid slope terrace) の調査で得られたコアを観察した結果、限られた海域に流動した変形層が見られた。流動層では帯磁率が上下の層と異なること、粒子配列が異なることから、異地から流入してきた変形層と考えられる。またタービダイト層も帯磁率が高い事で特徴づけられるが、粒子配列がタービダイトのそれと違い、堆積システムが異なる事もこれを支持する。これらの流動層はコアの表層でないことから過去の地すべりによってもたらされたと考えられる。これらの変形層の解析を引き続き進め、これらの地盤変動を示す証拠が過去の東北地震とどのような関係があるのか、今後得られる年代から推定する。

(e) 引用文献

Cadet, J. P., K. Kobayashi, S. Lallemand, L. Jolivet, J. Aubouin, J. Boulegue, J. Dubois, H. Hotta, T. Ishii, K. Konishi, N. Niitsuma, H. Shimamura, The Japan Trench and its juncture with the Kuril Trench; cruise results of the Kaiko project, Leg 3, *Earth planet. Sci., Lett.*, **83**, 267-284, 1987.  
 Expedition 333 Scientists, NanTroSEIZE Stage 2: subduction inputs 2 and heat flow. *IODP Prel. Rept.*, 333. doi:10.2204/iodp.pr.333.2011, 2011

Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi and Y. Kaneda, The 2011 Tohoku-oki Earthquake: Displacement reaching the trench axis, *Science*, **334**, doi:10.1126/science.1211554, 2011.

Kodaira, S., T. No, Y. Nakamura, T. Fujiwara, Y. Kaiho, N. Takahashi, Y. Kaneda, and A. Taira, Evidence of coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature Geoscience*, **5**, doi:10.1038/NGE01547, 2012.

Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E.J. Screaton, D. Curewitz and M. Murayama, 2011, Episodic seafloor mud brecciation due to great subduction zone earthquakes, *Geology*, **39**, 919-922, doi: 10.1130/G32043.1, 2011

Sasaki, T., Subduction tectonics in the northern Japan Trench based on seafloor swath mapping bathymetry, PhD thesis, 152 pp., Univ. of Tokyo, Tokyo, 2004

Strasser, M., Henry, P., Kanamatsu, T., Thu, M.K., Moore, G.F., and the IODP Expedition 333 Scientists, Scientific Drilling of Mass-Transport Deposits in the Nankai accretionary wedge: First Results from IODP Expedition 333. In: Springer Book Series Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol. 31, - Submarine Mass Movements and Their Consequences, 4th Edition, Y. Yamada, K. Kawamura, K. Ikehara, Y. Ogawa, R. Urgeles, D. Mosher, J. Chaytor, M. Strasser (eds.), Springer, pp 671-681, doi: 10.1007/978-94-007-2162-3\_60, 2012.

### 3. 3. 3 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 23 年度
  - 2) 平成 24 年度
  - 3) 平成 25 年度

#### (2) 平成 25 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
  - 1) 北海道太平洋沿岸での津波堆積物調査による成果
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 3 海底堆積物調査等

#### 3. 3. 3 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	谷岡勇市郎
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	助教	西村裕一
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	博士研究員	中村有吾
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	非常勤研究員	アディティア・リア ディ・グスマン

(c) 業務の目的

北海道根室海峡沿岸の津波堆積物の検出に努め、北海道太平洋岸における広域対比を行うことによって、古津波のサイクルと規模を解明する。とくに、従来の堆積相解析に粒子画像解析などを併用することによって津波堆積物の認定と対比を完成するとともに、巨大津波の時空分布を復元することによって波源域となる震源断層の推定や津波シミュレーションを行う材料を提供する。得られた成果を他のサブテーマと共有し議論を深めることにより、東北地方太平洋沖で起きる可能性のある巨大地震のサイクルモデルを構築する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 23 年度：

北海道太平洋沿岸で過去におこなわれた津波堆積物調査結果を検討するとともに、次年度以降の調査地域の選定、予備調査を行った。

2) 平成 24 年度：

北海道太平洋沿岸及び三陸沿岸を対象に、ボーリング及びジオスライサーによる掘削調査などの津波堆積物調査を実施し、この地域における過去の地震、津波の履歴や遡上範囲等の評価を行った。個々の津波堆積イベントを対比し、同一イベントを特定するため、粒子画像分析装置を用いた堆積物の粒度分析・堆積物の組成分析等を実施した。さらに、下北半島の調査と 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の追跡調査を実施した。

3) 平成 25 年度：

北海道太平洋沿岸等を対象に、ジオスライサーによる掘削調査などの津波堆積物調査データにより、この地域における過去の地震、津波の履歴や遡上範囲等の評価を行った。個々

の津波堆積イベントを対比し、同一イベントを特定するため、粒子画像分析装置を用いた堆積物の粒度分析・堆積物の組成分析等を実施した。

## (2) 平成 25 年度の成果

### (a) 業務の要約

2011 年東北地方太平洋沖地震による津波は、北海道の太平洋沿岸を襲っただけでなく、根室海峡にも進入し、標津町標津漁港において波高 2.1~2.2m に達した。したがって、この沿岸地域においても古津波が到達していた可能性、さらには将来の大規模イベントによって津波被害を受ける可能性がある。そこで本研究では、追加的に根室海峡沿岸の別海町から標津町にかけての臨海低地において古津波堆積物調査を行った。その結果、古津波堆積物の可能性の高い砂層を 2 層 (Bk-TS1, Bk-TS2) 記載した。Bk-TS1 は、駒ヶ岳 c2 火山灰 (Ko-c2 : 1694 年噴火) の直下の層準にある細砂~中砂サイズの砂層、Bk-TS2 は、樽前 c 火山灰 (Ta-c : 約 2,500 年前) の上方数 cm にある中砂~粗砂サイズの砂層である。別海町ライトコタン川下流の低地では、Bk-TS1 は現在の海岸から約 130m、標高 1.61m まで、Bk-TS2 は現在の海岸から約 70m、標高 1.51m まで分布している。根室海峡沿岸 (別海) での掘削調査結果を、太平洋沿岸の 5 地域 (浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室) で得られている調査結果と比較・対比した。太平洋岸の 5 地点に共通して、Ko-c2 と白頭山苦小牧テフラ (B-Tm : 約 1,000 年前) の間にある津波堆積物はそれぞれ 2 枚であり、それぞれ同一のイベント堆積物と考える。B-Tm と Ta-c の間には、浦幌で 6 層、根室で 5 層の津波堆積物があるが、とくに規模が大きかったと考えられる 2 層の津波堆積物は広域対比される可能性が高い。よって、2,500 年前から 350 年前の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が 4 回発生したと考えられる。また、そのうちの 2 回は、根室海峡沿岸に到達した可能性がある。

### (b) 業務の実施方法

北海道根室海峡沿岸地域 (別海町の海岸地域) の低湿地においてジオスライサーによる掘削調査をおこなうとともに、海岸露頭を観察することで、古津波堆積物の層序を明らかにした。津波堆積物試料を採取し、粒子画像分析装置 (モフォロギ G 3) を用いた堆積物の粒度分析・形態分析をおこなうことで、堆積物を対比した。野外調査・室内分析結果にもとづいて、この地域における過去の地震、津波の履歴や遡上範囲等の評価を行った。

### (c) 業務の成果

#### 1) 北海道太平洋沿岸での津波堆積物調査による成果

##### a) 調査と調査地域の概要

2011 年 3 月に発生した東北地方太平洋沖地震津波では、太平洋沿岸のみならず根室海峡沿岸の標津漁港においても波高 2.1~2.2m に達した (中村ほか, 2013)。北海道の東部太平洋沿岸地域には、大規模な津波が数百年周期で繰り返し発生したとされ、すでに、平川 (2012)、平川ほか (2000a; 2000b; 2005)、七山ほか (2000, 2001, 2002, 2003, 2004)、

Nanayama *et al.* (2007)、添田ほか (2003) といった研究成果がある。また、本研究担当者も昨年度までに、浦幌、キナシベツ、音別、釧路、厚岸、根室で詳細な津波堆積物調査をおこなってきた。これらの調査によって、十勝及び根室沿岸では詳細な津波層序が明らかになっている。しかし、根室海峡沿岸ではいまだ十分な調査がおこなわれたとはいえない。この地域での古津波の実態を解明することは、津波の挙動をより正確にシミュレートできるだけでなく、今後の津波防災を考える上で重要な知見を得ることができる。

そこで、平成 25 年度は別海町海岸部における津波堆積物調査を行った。別海町海岸付近では、釧路や十勝のような広大な海岸低地は存在しないが、小規模な泥炭地が点在する (図 1) ことから、表層地質の掘削調査が可能である。平成 25 年度には春別川下流域 (図 1 の地点 A)、ライトコタン川下流域 (地点 B)、床丹地域の 3 地点 (地点 C-E) においてハンディジオスライサー (全長 60cm) による掘削調査を実施した。室内分析に用いるため、津波堆積物の試料を採取した。掘削地点の位置及び高度は GPS 機器 (ジオサーフ社製 ProMark3) で測定し、測定結果は別海町尾代沼にある国土地理院電子基準点の観測データを用いて補正した。標高値は楕円体高で示されるので、国土地理院が提供する「日本のジオイド 2000 Ver.5」をもとに調査地域のジオイド高をもとめ、ジオイドからの高さに換算した。

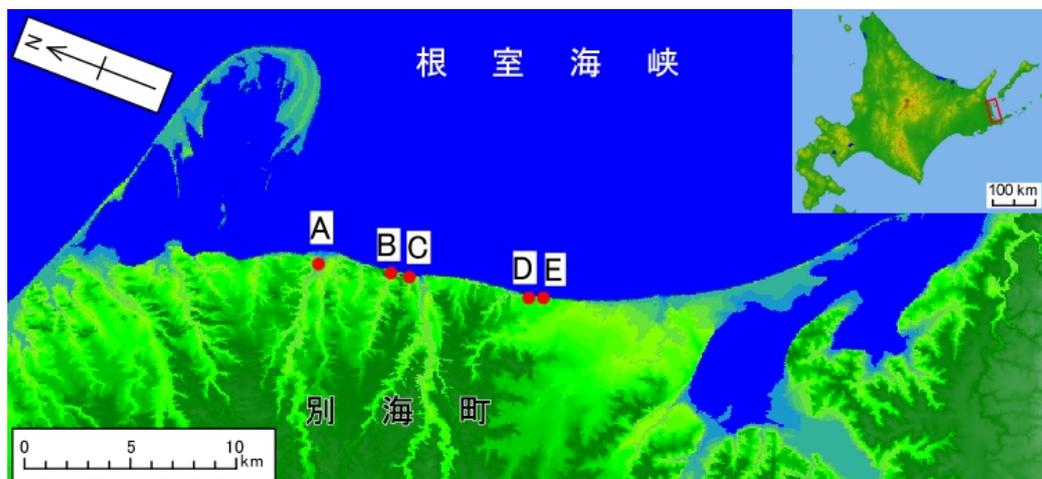


図 1 北海道根室海峡 (別海町) における古津波堆積物調査地域 (地点 A~E)

掘削調査によって得た津波堆積物は、実験室において前処理及び粒度組成分析を行った。野外で採取した試料には植物遺体や腐植などの有機物が含まれるので、濃度 30% の過酸化水素水に数日間浸すことで有機物を除去した。過酸化水素の反応終了後は、真水で過酸化水素を洗い流した上で、試料を乾燥させた。試料の粒度組成分析には粒子画像分析装置 (モフォロギ G 3、マルバーン社製) で測定した。なお、モフォロギ G 3 では  $0.5 \mu\text{m} \sim 10\text{mm}$  の範囲の測定が可能であるが、細粒物質については測定誤差が大きいため、 $4 \mu\text{m}$  より粗粒の粒子についてデータ処理を行った。なお、本稿では堆積物の粒径は  $\Phi$  スケールで表す。

粒径  $y$  (mm) に対する  $\Phi$  スケールは、

$$\Phi = -\log_2 y$$

で表される。

b) 掘削調査の結果

調査結果にもとづく堆積物層序を図 2～5 に示す。本調査地域に分布する示標テフラは、樽前 a テフラ (Ta-a: 西暦 1739 年, 山田, 1958)、駒ヶ岳 c2 テフラ (Ko-c2: 西暦 1694 年, 古川ほか, 1997)、白頭山苫小牧テフラ (B-Tm: 約 1,000 年前, 町田・新井, 2003)、樽前 c テフラ (Ta-c: 約 2,500 年前, 山田, 1958; 町田・新井, 2003; Kelsey ほか, 2002)、摩周 d テフラ (Ma-d: 約 3,000 年前, 山田, 1958; 勝井, 1962; 宮田ほか, 1988) である。古津波堆積物の候補となり得る地層と、示標テフラ、その他の堆積物の層序について、地域ごとに記載する。

i) 地点 A (春別川下流域)

春別川下流域では、幅 500～600m 程度の谷底平野があり、河川氾濫堆積物及び泥炭が分布する (図 2)。ここでは、海岸から 560～840m の 3 地点で掘削し、表層から Ma-d 層準まで確認したが、津波堆積物の候補となる砂層は見いだせなかった。

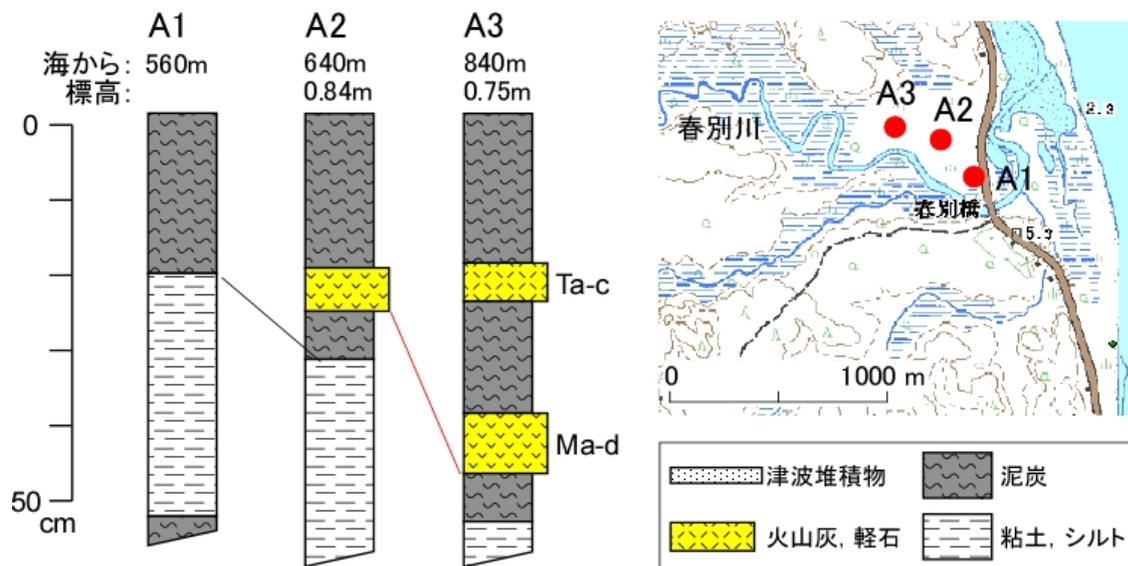


図 2 地点 A (春別川下流域) における掘削調査結果

ii) 地点B (ライトコタン川下流域)

ライトコタン川下流域には、東西約 200m、南北約 300m の小規模な低地 (湿地) がある (図 3, 4)。標高は高くても 1.6m 程度である。海岸から 204m 地点まで掘削調査を行った。この地域の堆積物は、河川に近い地点 B12、B13 で河川氾濫堆積物 (シルト層) が見られるほかは、表層部は泥炭、約 50cm 以深で粘土・シルト層となっている。

古津波堆積物の候補となる層は、Ko-c2 の直下にある砂層 (地点 B2, B3, B4, B6, B7, B8, B14, B17, B18, B19) 及び Ta-c 直上の砂層 (地点 B2, B3, B13, B14, B19) である。いずれの砂層も層厚 1mm 未満の薄層だが、海岸に近い地点 B2、B3 でより明瞭に観察できる。なお、地点 B4、B5、B14、B16~19 では、Ko-c2 と B-Tm の間に層厚 5~30cm の粘土・シルト層が見られる。これについては一時的に形成されたラグーン (砂州によって外海から切り離された水域。潟湖) の堆積物と考えられる (ただし、このラグーンが津波や地殻変動で形成された可能性は否定できない)。

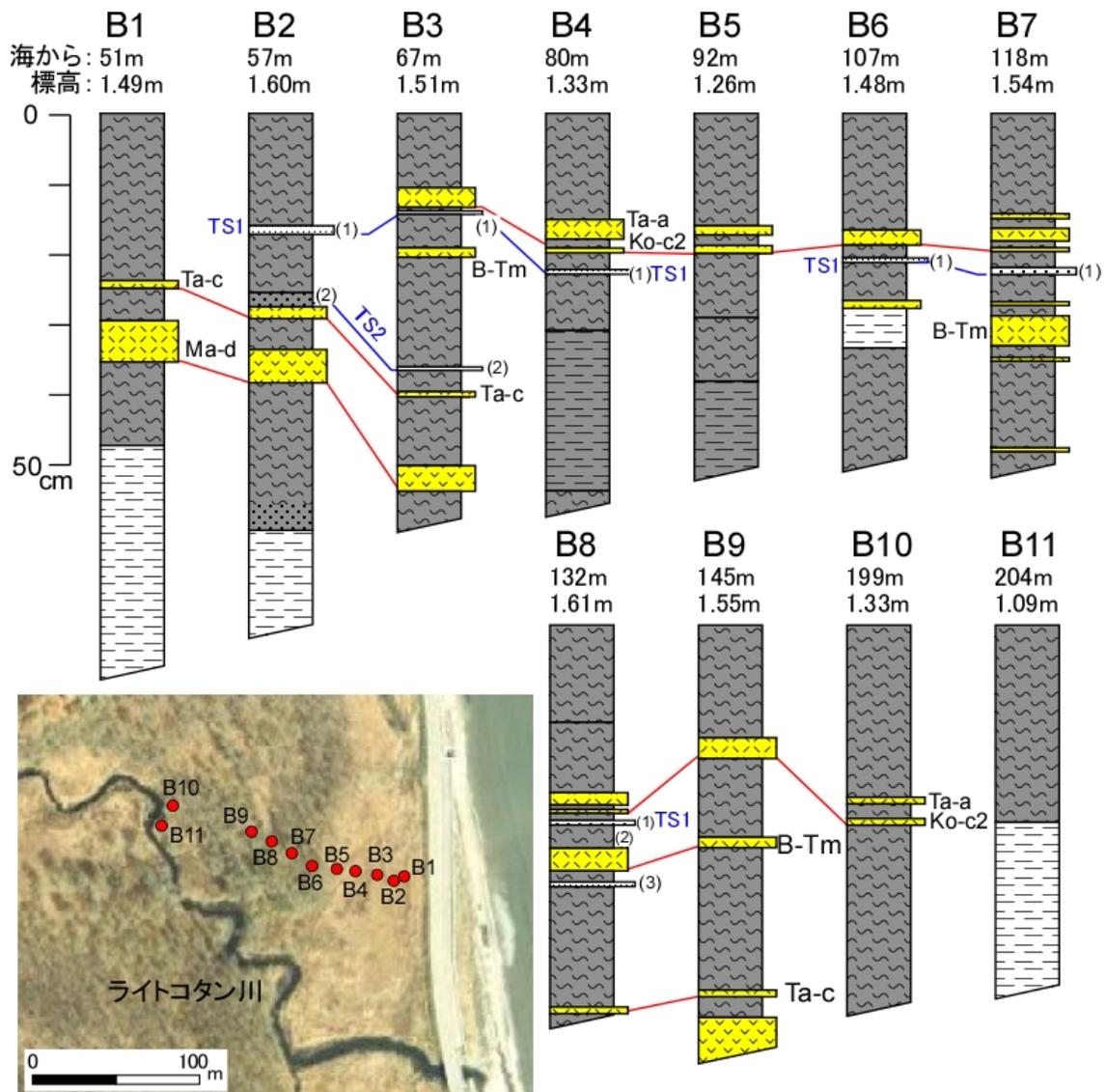


図3 地点B（ライトコタン下流域）における掘削調査結果（海岸線にほぼ直行する測線）

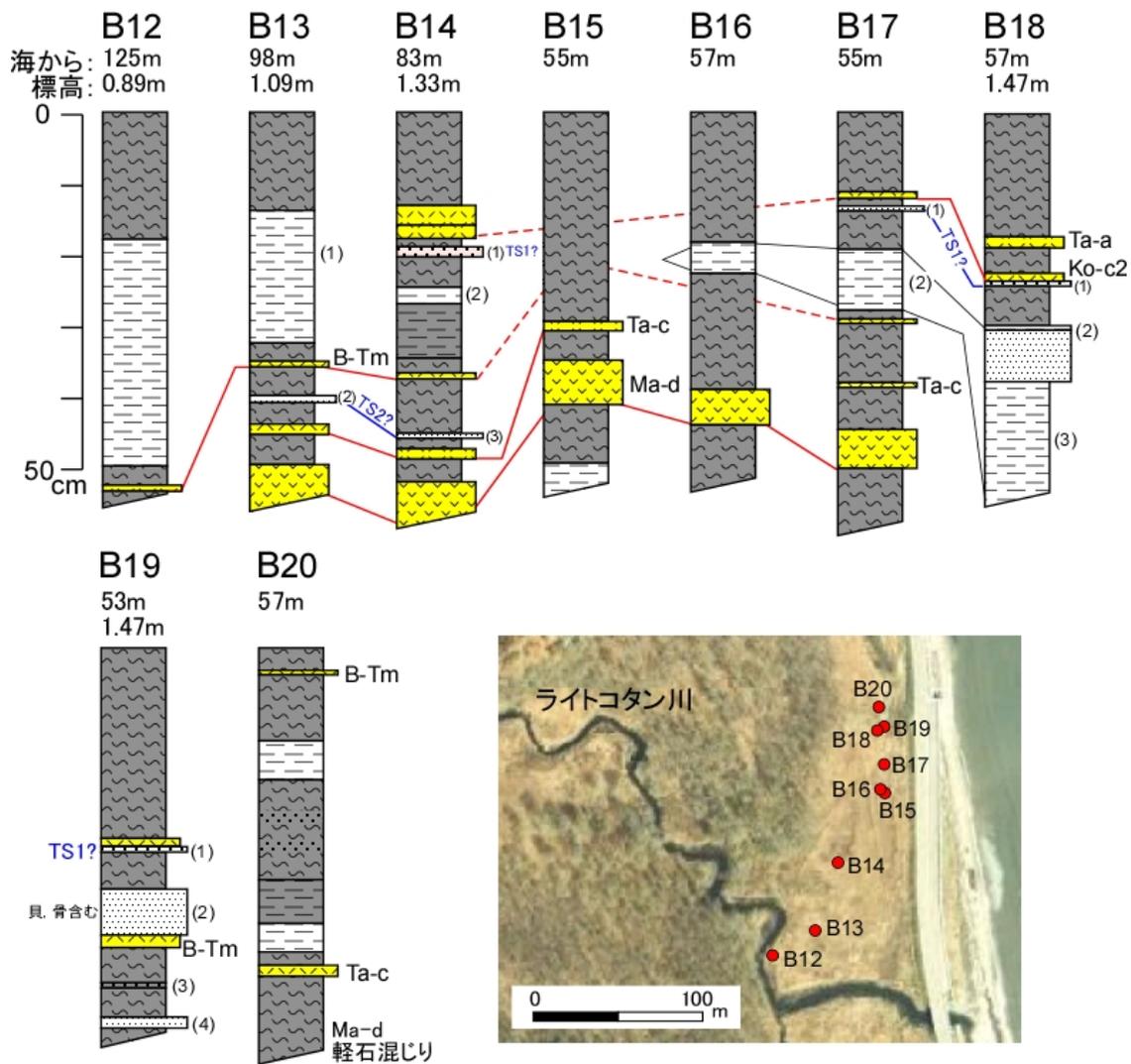


図4 地点B（ライトコタン下流域）における掘削調査結果（海岸線に沿う測線）

iii) 地点C（床丹集落北側）

地点Cは床丹集落北側にある、長さ約1.5km、幅80m程度の小谷底にある泥炭地である。海岸から195m、標高1.07m地点で掘削した。表層部は泥炭で、約50cm以深が粘土・シルト層となっている（図5）。古津波堆積物の候補となる砂層が、Ko-c2の直下及びTa-c直上にみられる。

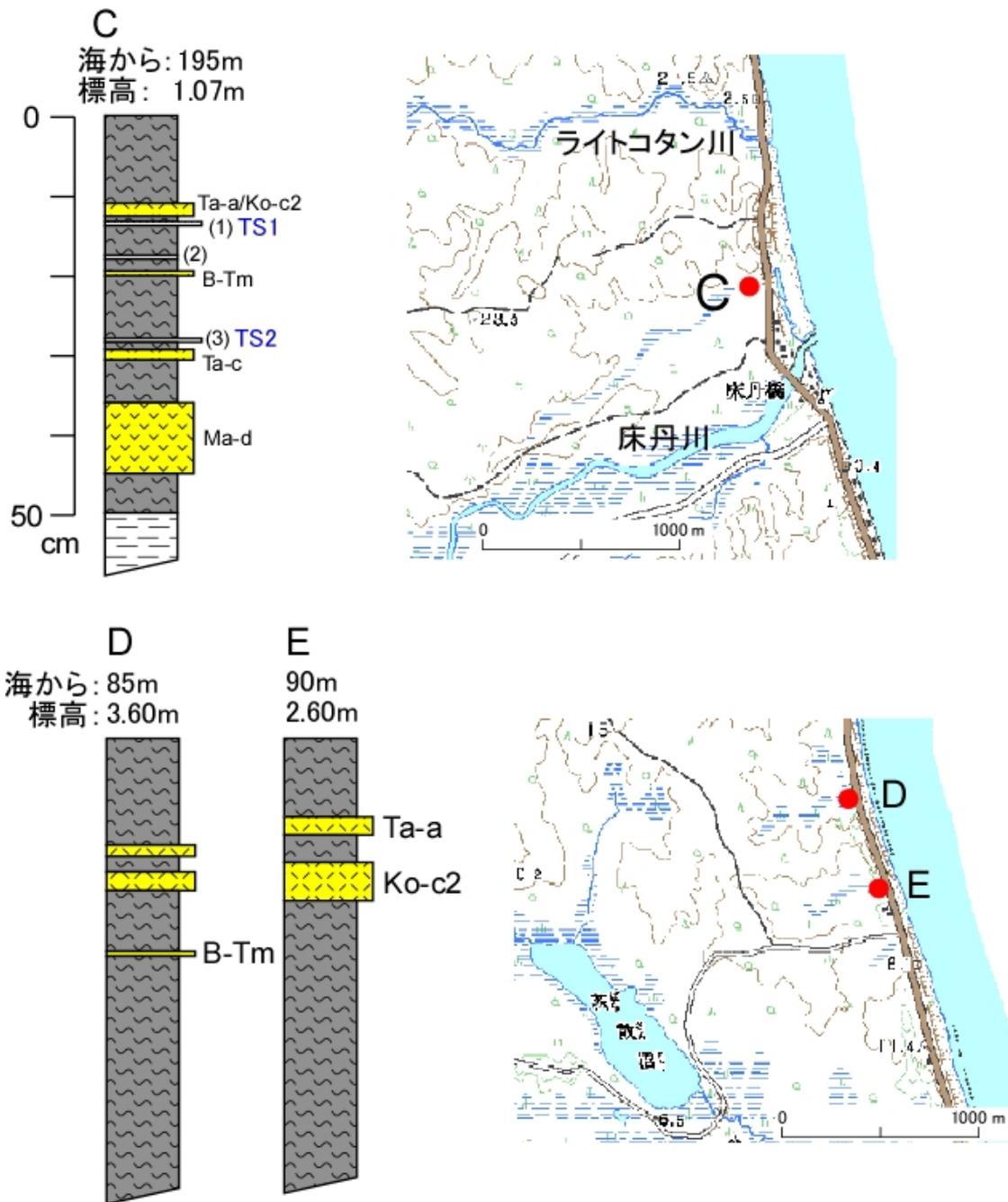


図5 地点C～E（床丹地域）における掘削調査結果

iv) 地点D及びE（床丹地域南部）

地点Dでは海岸から85m、標高3.6m地点において、地点Eでは海岸から90m、標高2.6mの地点において掘削調査を行った。両地点とも表層から50cm以上の泥炭層となっている。両地点ともに、古津波堆積物の可能性のある層は見られなかった。

#### c) 粒子画像分析装置による高精度粒度分析結果

以上のように、地点B及びCにおいて、Ko-c2直下の層準及びTa-c直上層準に、古津波堆積物の候補となる砂層が確認された。そこで、これらの堆積物について、粒子画像分析装置（モフォロギG3）を用いた1/16Φスケールでの粒度分析を行った。図6がその結果である。

図6の左列にはKo-c2直下の砂層の粒度組成を示している。地点B2～B8ではこの砂層は2～3Φの細砂からなることがわかる。ただし、地点B3～B6には0～1Φの粗粒物質（円磨された軽石片）が含まれている。これらの堆積物は、海岸に近い地点B2、B3でより明瞭で、地点9より内陸で認められないことから、津波堆積物の可能性がある（この層をTS1とよぶこととする）。

地点B14、17、18、19でもKo-c2の直下の層準に砂層が見られるが、その粒径は上記の地点B2～B8の砂層より細粒物質（3～4Φ）を含む。産出層準の一致により、地点B2～B8のTS1と同一イベントの堆積物と考えられるが、堆積物の供給・運搬経路が違っていた可能性が高い。

図6中央列に示したB-Tm直上の堆積物は、シルト～極細砂（3～6Φ）よりなることから、比較的穏やかな環境（ラグーン）で形成されたものであろう。

図6右列の試料のうち、地点B2、B3のものは粒度組成によって対比され、また、層が比較的明瞭に視認できることから、津波堆積物の可能性がある（この層をTS2とよぶこととする）。地点13、14、19では、TS2と層準が一致する砂層があるが、粒度組成は地点B2、B3のTS2と異なる。TS2と同一イベントの堆積物と考えられるが、やはり堆積物の供給源や運搬経路が違っていたのであろう。

なお、以上の記載は地点B（B1～B20）についてのものであるが、地点Cにおいても、同様に粒度組成分析を行った。その結果（図6の下部）は、地点BのTS1、TS2よりもさらに細粒物質を多く含むことを示す。地点Bと地点Cでの海岸環境の違いを反映したと思われる。

#### d) 北海道東部における古津波堆積物の広域対比

以上のように、根室海峡沿岸（別海町）では、2層の古津波堆積物候補が見つかった。ここでは、この2層と、太平洋沿岸（浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室）で見つかった古津波堆積物との対比を考察する。太平洋沿岸では、17～18世紀の一連のテフラ（Ta-a, Ko-c2）とTa-cの間には最大で8層の津波砂層が存在する（図7の浦幌参照）。

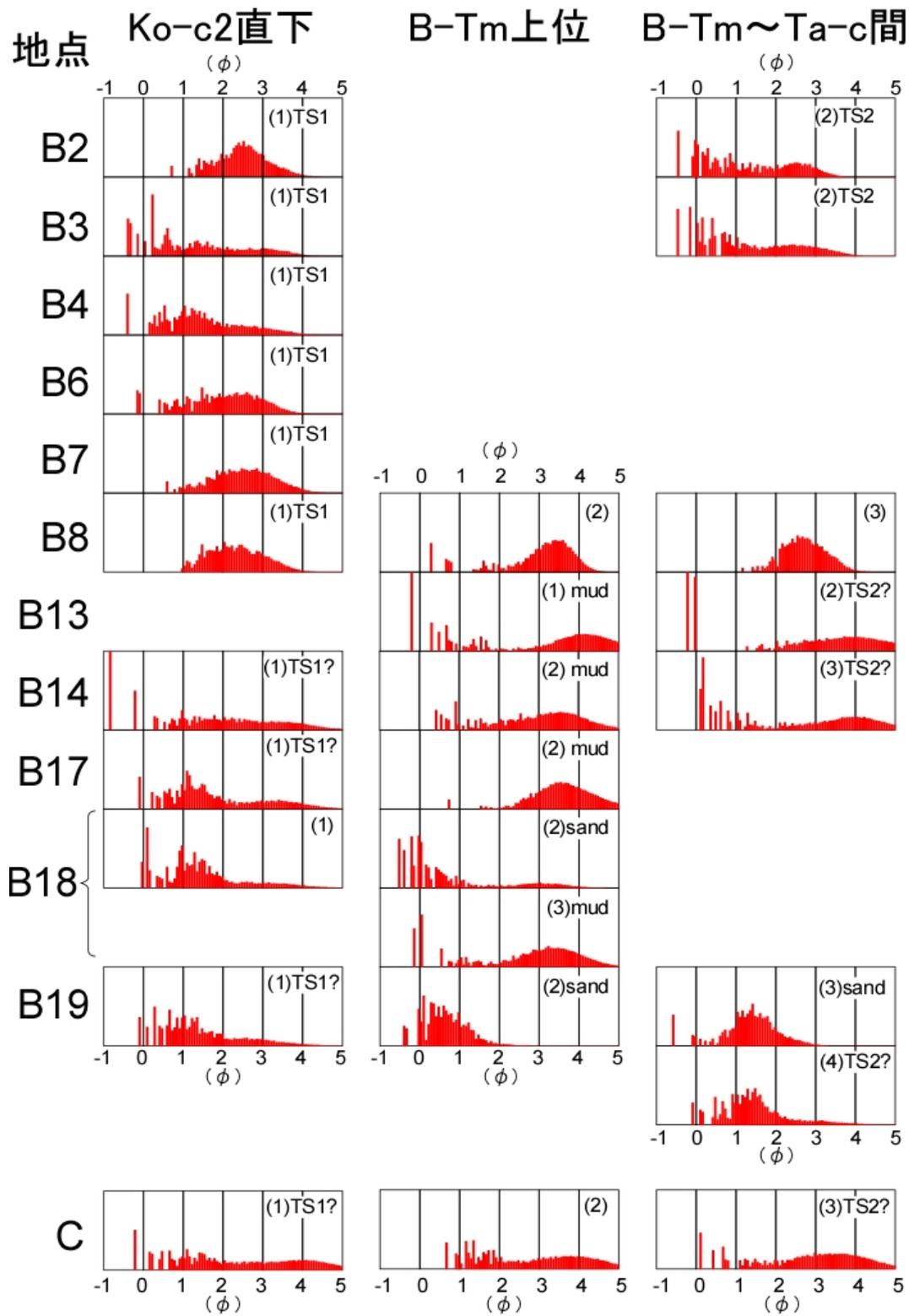


図6 地点B及び地点Cにおける砂質堆積物の高精度粒度分析結果。左列：Ko-c2直下の堆積物，中央列：B-Tm直上の堆積物，右列：B-Tm~Ta-c間の堆積物。横軸は $\Phi$ スケール，縦軸は相対度数（上下幅で10%）。括弧内の数字は試料番号（図3～5参照）。

現時点では、離れた地域の津波砂層を対比する手法は確立されていないが、規模の大きな津波ほど広域に堆積物を形成したと仮定すると、相対的に大規模な津波堆積物は、測線間での対比も可能となる。まず、太平洋岸の5地点に共通して、Ko-c2とB-Tmの間にある津波堆積物はそれぞれ2枚(図7)であり、それぞれ同一のイベント堆積物と考えるのが自然である。とくに、太平洋沿岸の諸地点で見られる最上位の古津波層は、別海のBk-TS1に対比される。次に、B-TmとTa-cの間には、浦幌で6層、根室で5層の津波堆積物があるが、浦幌のUr-TS5とUr-TS8、根室のNm-TS4、Nm-TS7は相対的に規模の大きなイベントであり他地域に対比される可能性が高い。すなわち、音別の0n-TS3、0n-TS4、別海のBk-TS2に相当すると思われる。以上より、北海道東部で見いだされる4層の大規模イベント堆積物は、次のように対比される：

Ur-TS1	---	Kn-TS1	---	0n-TS1	---	Ks-TS1	---	Ak-TS1	---	Nm-TS1	---	Bk-TS1
Ur-TS2	---	Kn-TS2	---	0n-TS2	---	Ks-TS2	---	Ak-TS2	---	Nm-TS2	-----	
Ur-TS5	-----		-----	0n-TS3	-----		-----		-----	Nm-TS4	-----	
Ur-TS8	-----		-----	0n-TS4	-----		-----		-----	Nm-TS7	---	Bk-TS2

となる。この対比は、それぞれの砂層とテフラの層位、及び泥炭の層厚を考慮しても矛盾しない。以上より、2,500年前から350年前の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が少なくとも4回発生したと考えられる。

#### e) 北海道で発生した17世紀巨大地震断層モデルとの比較

17世紀に北海道で発生した巨大地震に対する断層モデルは様々な研究者によって推定されているが、Ioki (2013)はこれまで調査されたほとんどの津波堆積物調査結果を説明できる断層モデルを提案した。その断層モデルはSatake *et al.* (2008)が推定した断層モデル、T (Tokachi-Oki) model (length = 100 km, width = 100 km, slip = 10 m)、N (Nemuro-Oki) model (length = 200 km, width = 100 km, slip = 5 m)、にS model (length = 300 km, width = 30 km, slip=25m)を加えた断層モデルである。この断層モデルを用いて別海および太平洋岸の諸地域(浦幌～根室)での津波遡上数値計算を実施したところ、上記津波堆積物調査結果は17世紀巨大地震に対してIoki (2013)が推定した断層モデルで説明できる事を示す(図8)。つまり、同一イベントの津波堆積物として評価できることを示す。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

根室海峡沿岸、別海町の海岸低地において、古津波堆積物の可能性の高い砂層を2層(Bk-TS1, Bk-TS2)記載した。Bk-TS1は、Ko-c2直下の層準にある細砂-中砂サイズの砂層、Bk-TS2は、Ta-cの上方数cmにある中砂-粗砂サイズの砂層である。いずれも、円磨された軽石粒を多く含む。Bk-TS1は現在の海岸から約130m、標高1.61mまで、Bk-TS2は現在の海岸から約70m、標高1.51mまで分布する。

根室海峡沿岸(別海)での掘削調査結果を、太平洋沿岸の5地域(浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室)で得られている調査結果と比較・対比した。太平洋岸の5地点に共通して、Ko-c2とB-Tmの間にある津波堆積物はそれぞれ2枚であり、それぞれ同一のイベント堆積物と考えるのが自然である。B-TmとTa-cの間には、浦幌で6層、根室で5層の津

波堆積物があるが、とくに規模が大きかったと考えられる2層の津波堆積物は広域対比される可能性が高い。よって、2,500年前から350年前の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が4回発生したと考えられる。また、そのうちの2回は、根室海峡沿岸に到達した可能性がある。

なお、本研究は北海道の十勝ー根室間について詳細な調査を行ったが、十勝より西側の地域（日高、胆振の海岸）や東北地方との対比については十分な調査を行えなかった。北海道南部の日本海沿岸（渡島大島、奥尻島を含む）や青森県太平洋沿岸では既に野外調査を開始しているので、今後はこれらの地域を含む広域での古津波堆積物編年、対比を明らかにする必要がある。

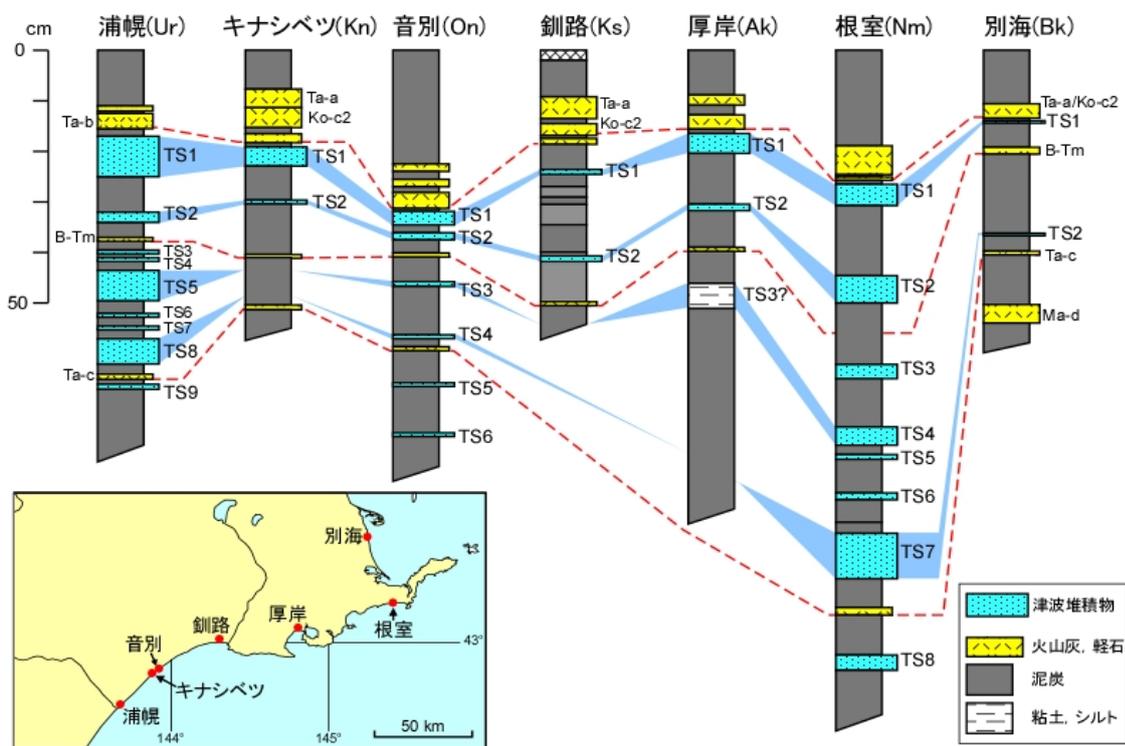


図7 太平洋沿岸（浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室）及び根室海峡沿岸（別海）における古津波堆積物の層序と対比。それぞれの測線における典型的な層序を示す。津波堆積物（Tsunami Sediment）にはTSと、地点ごとに上位から数えた番号を組み合わせた略号を付す。津波堆積物の名称は、地点（測線）名の略号に、TS番号を組み合わせたものとする（たとえば、浦幌測線の最上位の津波堆積物はUr-TS1とする）。

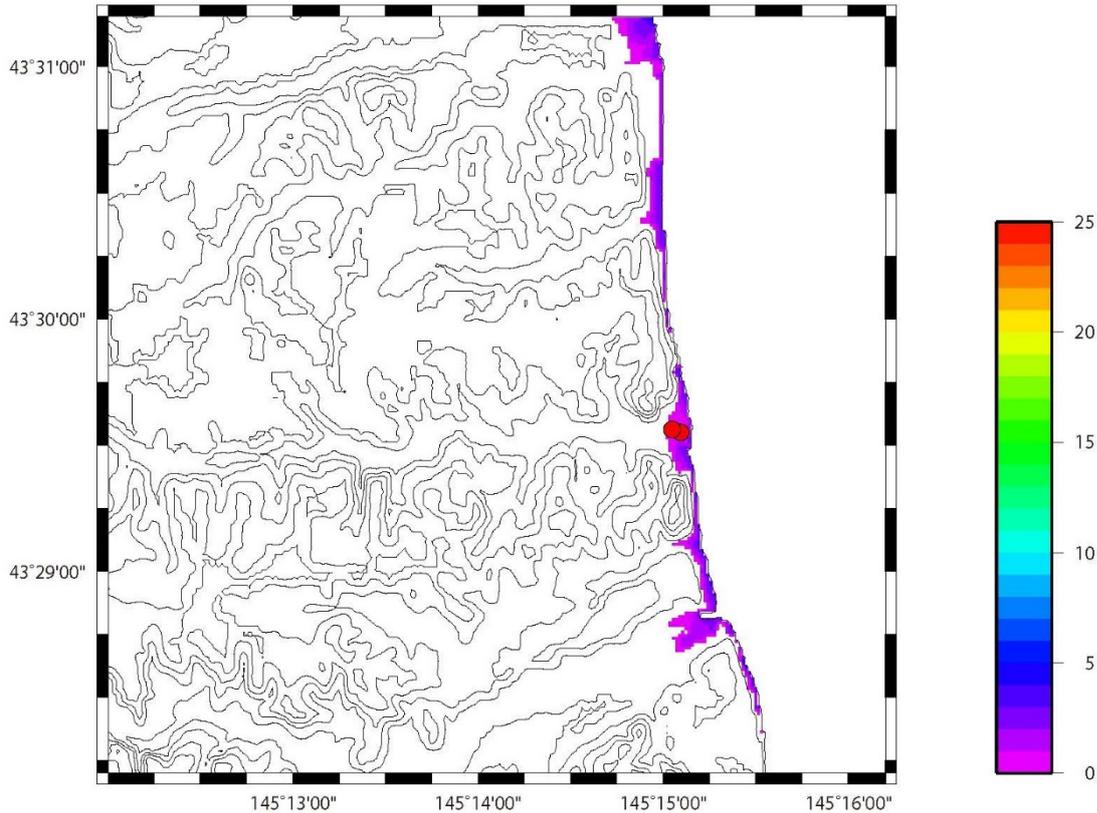


図8 17世紀に発生した巨大地震の断層モデル (Ioki, 2013) より計算された別海での津波遡上計算結果と津波堆積物調査地点の比較

(e) 引用文献

古川竜太・吉本充宏・山縣耕太郎・和田恵治・宇井忠英 (1997) 北海道駒ヶ岳火山は 1694 年に噴火したか? -北海道における 17~18 世紀の噴火年代の再検討-. *火山*, **42**, 269-279.

平川一臣 (2012) 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味: 仮説的検討. *科学*, **82**, 172-181.

平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000a) 十勝地方太平洋沿岸地域の巨大古津波. *月刊地球*, 号外, No. **31**, pp. 92-98.

平川一臣・中村有吾・原口 強 (2000b) 北海道十勝沿岸地域における巨大津波と再来間隔 -テフラと地形による検討・評価-. *月刊地球*, 号外, No. **28**, pp. 154-161.

平川一臣・中村有吾・西村裕一 (2005) 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波 -2003 十勝沖地震津波との比較を含めて-. *月刊地球*, 号外, No. **49**, pp. 173-180.

Ioki, K (2013) Source process of great earthquakes along the Kurile trench estimated from tsunami waveforms and tsunami deposit data, PhD dissertation, Graduate School of Science Hokkaido University.

- 勝井義雄 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「屈斜路湖」及び同説明書. 北海道開発庁, 42p.
- Kelsey, H. ・佐竹健治・澤井祐紀・Sherrod, B. ・下川浩一・宍倉正展 (2002) 北海道東部における完新世後期の急激な海岸隆起の繰り返し. 活断層・古地震研究報告, 2, 223-233.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, p. 336.
- 宮田雄一郎・山口昇一 ・ 矢崎清貫 (1988) 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)「計根別地域の地質」. 地質調査所, 77p.
- 中村 有吾・西村 裕一・伊尾木 圭衣・プルナ=スラスティア=プトラ・アディティア=リアディ=グスマン (2013) 北海道における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の現地調査. 北海道地区自然災害科学資料センター報告, 25, 3-45.
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・古川竜太・重野聖之 (2000) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域の津波の遡上規模と再来間隔の検討. 地質調査所速報・活断層・古地震研究調査概要報告書 (平成 11 年度), EQ/00/2, 1-17.
- 七山 太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太 (2001) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における津波の遡上規模の評価--根室長節湖, 床潭沼, 馬主来沼, キナシベツ湿原及び湧洞沼における研究例--. 活断層・古地震研究報告, 1, 251-272, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 七山 太・重野聖之・三浦健一郎・古川竜太 (2004) 北海道東部, 根室市別当賀低地において記載された 4 層の津波砂層と広域イベント対比. 活断層・古地震研究報告, 4, 9-15, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 七山 太・重野聖之・三浦健一郎・牧野彰人・古川竜太・佐竹健治・斎藤健一・嵯峨山積・中川 充 (2002) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における先史~歴史津波の遡上規模の評価--十勝海岸地域の調査結果と根釧海岸地域との広域比較--. 活断層・古地震研究報告, 2, 209-222, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 七山 太・重野聖之・添田雄二・古川竜太・岡橋久世・斎藤健一・横山芳春・佐竹健治・中川 充 (2003) 北海道東部、十勝海岸南部地域における 17 世紀の津波痕跡とその遡上規模の評価. 活断層・古地震研究報告, 3, 297-314, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Nanayama, F. Furukawa, R., Shigeno, K., Makino, A., Soeda, Y., Igarashi, Y. (2007) Nine unusually large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench. *Sedimentary Geology*, 200, 275-294.
- Satake, K., F. Nanayama, and S. Yamaki (2008) Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kurile trench, *Earth Planets Space*, 60, 925-935.

添田雄二・七山 太・重野聖之・古川竜太・熊崎農夫博・堤 康夫・車塚 洋・沢井祐紀・佐竹健治・中川 充・山田悟郎・桂川 実・赤松守雄・石井正之（2003）北海道東部、厚岸町史跡国泰寺跡の泥炭層中において発見された9層の津波砂層とその広域イベント対比．*活断層・古地震研究報告*, **3**, 285-296, 産業技術総合研究所地質調査総合センター．

山田 忍（1958）火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究．*地団研専報*, **8**, 40p.

### 3. 4. 1 海底地形調査

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 23 年度
  - 2) 平成 24 年度
  - 3) 平成 25 年度

#### (2) 平成 25 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
- (d) 結論ならびに今後の課題

### 3. 4 海底地形調査等

#### 3. 4. 1 海底地形調査

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 東北地方太平洋沖における海底地形観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域	技術研究副主幹	笠谷 貴史
海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域	技術研究副主任	浅田 美穂
海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域	技術研究副主幹	富士原 敏也

(c) 業務の目的

日本海溝沿いの十勝沖から房総沖の海域において海底地形・重磁力データの取得を実施する。広域調査として東北地方太平洋沖地震の破壊域震源域及びその周辺海域全域において、調査船により船舶装備の観測機器（マルチナロービーム測深器、サブボトムプロファイラー、重力計、磁力計）を用いた観測を実施する。詳細調査として、東北沖全域での広域調査で地形変動などの特異な地形が検出された領域において、高精度測深器を深海曳航することによって高精度探査を実施する。得られたデータにノイズ除去・各種補正などの解析を行うことにより、高精度かつ詳細な海溝軸部及びその周辺における海底地形・浅部地質構造情報を抽出する。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 23 年度：

海洋地球研究船「みらい」に搭載されているマルチナロービーム測深器、サブボトムプロファイラーを用いて海上より地形調査・浅部地質構造調査を、宮城沖及び房総沖の海溝軸を中心とした海域で実施した。調査時には平成 23 年度の②海底堆積物調査で実施する、海溝軸近傍の採泥地点における海底地形・浅層構造データの取得も行った。また、今後の調査や解析のために、東北地方太平洋地震前に実施された地形・地球物理データ及び潜航調査によるデータなどの収集、コンパイルを行った。また、引き続き行う観測に向けて必要となる観測用機材・消耗品を計画的に準備した。

2) 平成 24 年度：

広域調査に関して、平成 23 年度に引き続き、船舶装備の音響機器、重磁力計を用いてデータ取得を継続的に実施した。平成 23 年度に取得したデータを含め、地震後に取得されたデータの統合解釈を実施した。割れ目や地滑りなどが認められている海域において、音響機器を曳航した精密地形調査を実施した。

3) 平成 25 年度：

機構船舶で取得されたデータのとりまとめを行い、震源域を中心とした広域の海底地形図を作成した。詳細調査として実施された高精度地層探査データのとりまとめを行った。

## (2) 平成 25 年度の成果

### (a) 業務の要約

地震後に機構船舶に装備された音響機器を用いて取得した12航海の海底地形データのコンパイル作業を実施した。コンパイルの結果北緯37度30分から39度30分にかけての水深1000m以深の海域において、良好な海底地形図の作成を行う事ができた。可能な限り詳細な地形を検出できるようにLLZデータの平均化、グリッド化を行ったところ、地震後のデータに関しては、作成した全海域で100、150mのグリッドサイズでも十分な精度の地形図となることが分かった。39度6分から7分付近での大水深での曳航式調査により、約10kmの測線において地下約40～50mまでの詳細な堆積構造を得ることができた。

### (b) 業務の実施方法

取得された測深データは、航海毎にCARIS社のHIPS&SIPS用い、はずれ値の除去、音速補正、潮位補正などを行うことで、海底地形データの作成を行った。音速補正には航海時に取得されたXBTによる補正值に加え、必要に応じてArgoフロートのデータも用いた。12航海で取得されたデータ量が膨大であるため、本業務では、航海毎にHIPS&SIPのプロジェクトファイルを作成して処理を行った後、LLZ（経度、緯度、水深）データとして出力を行い、LLZデータを全航海分結合してGeneric Mapping Tools(GMT)を用いた平均化処理、グリッドファイルの作成を行った。曳航式調査データについては、取得された生データに対して深度補正を行ってビークルの水深変化に伴う擬似的な変動を除去した。

### (c) 業務の成果

可能な限り微細な地形情報を得るために、出力されたLLZデータのグリッド化にあたっては、GMT上で平均化のパラメータを変えながら処理を行った。もっとも変動の大きく、かつ水深の深い北緯38度の海溝軸付近でデータの検討を行ったところ、100mのグリッドサイズでも十分な精度の地形データが得られていることが分かった。図1は100mグリッドで作成したデータセットを用いて作成した海底地形図である。主として、37度30分から39度30分までの海域において十分な精度での海底地形図を得ることができた。また、地震前の地形データと比較を行ったところ、海溝軸付近で明瞭な地形変化が検出された。

また、39度7分付近での大水深での曳航式調査により、約10kmの測線において地下約40～50mまでの詳細な堆積構造を得ることができた。取得された生データについて、深度補正を行ってビークルの水深変化に伴う擬似的な変動を除去し、堆積構造を得た。マルチチャンネル音波探査では得ることのできない、浅層での断層構造が複数検出された。

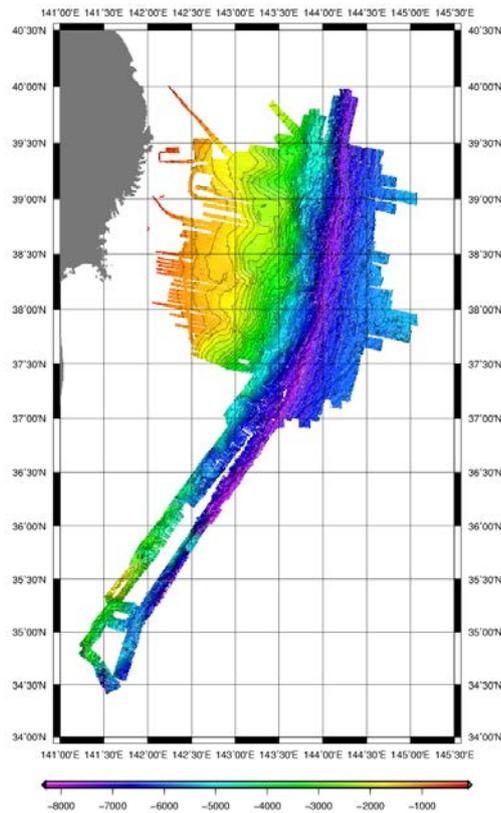


図1 地震後に機構船舶による12航海で取得された測深データをコンパイルして作成された海底地形図。

(d) 結論ならびに今後の課題

船舶取得データによる震源域をカバーする100mグリッドでの広域海底地形図を完成させることが出来た。38度付近の海溝軸付近で検出された地形変化については、地震前のデータの精査を行って、より確度の高い変動量の検討を行う必要がある。広域での特徴抽出においてもより詳細に断層構造や地形変動、地滑りなどの特徴的な地形情報抽出を行い、日本海溝域での沈み込みに伴って生じていると思われる様々な地形変動の理解に寄与していく。また、大水深での曳航式調査法を確立すると共に、高精度な地層情報を得ることに成功した。本事業では残念ながら海溝軸まで到達する事が出来なかったが、得られた測線上でピストンコアリングを行う事で、地震・津波発生履歴の解明に大きく寄与できるようになる。調査船かいいいの1次ケーブルが換装されれば、本事業で確立したノウハウを用いて海溝軸での調査を行う事ができるようになり、震源域で何が起こったのかに対する理解がより深まる事が期待される。

#### 4. 全体成果概要

本事業では、2011年東北地方太平洋沖地震の発生を受け、千島海溝から日本海溝沿い（根室沖から房総沖まで）の海域において、地震・津波の調査観測を行い、本海域で今後発生する地震・津波の規模や発生確率等の評価の高度化に資することを目的としている。そのために、本事業では、4つのサブテーマ①海底自然地震観測等、②地殻構造調査等、③海底堆積物調査等、④海底地形調査等を設定し、調査観測を実施した。平成25年度は、本事業の最終年度にあたり、それぞれのサブテーマの連携をはかりつつ、かつ、これまでに得られた研究成果を受ける形で、研究を実施した。以下に本年度に得られた各サブテーマの研究成果の概要を示す。

##### ① 海底自然地震観測等

2011年東北地方太平洋沖地震では、海底地震観測によるデータと陸上観測網のデータをあわせて解析することにより余震分布を高精度で決定し、震源断層の位置、形状を明らかにする必要から、地震発生直後から、自己浮上式海底地震計を用いた緊急余震観測を実施した。その結果、宮城県沖のプレート境界で余震活動が低いこと、陸側プレート内の余震活動が活発なこと、発震機構が本震後に変化したこと、茨城県沖の太平洋プレートとフィリピン海プレートが接触している領域で、本震の破壊が停止したことなどが明らかになった。東北地方太平洋沖地震はその規模の大きさ（ $M=9.0$ ）から、震源域はもとより、その周辺に大きな影響を及ぼしている。そのため地震発生後に、長期観測型自己浮上式海底地震計による地震観測を行い、地震発生後の正確な地震活動を明らかにすることは重要である。さらに、巨大地震と低周波イベント等の関連性を調べ、その結果を現在南海トラフで観測されている低周波イベントと比較することにより、巨大地震と低周波イベント等の関連性の検討を行うためには、広帯域地震計を用いた海底観測を行う必要がある。平成24年11月には、福島沖に海底地震計40台を設置し、長期海底地震観測を開始した。観測海域は、本研究計画において、平成24年4月から11月に観測を行った房総沖の海域に隣接する。本年度は、平成25年11月にこれら40台の海底地震計の回収作業を行い、福島沖での観測を終了した。回収した海底長期観測データの処理を行い、福島沖の領域における地震活動の正確な把握に努めた。また、これまでに本研究の2回の観測で得られた精度の高い震源分布と過去に得られた震源分布、地震波速度構造との比較などを行い、地震活動の時間変化などの把握を行った。その結果、海溝軸付近や海溝軸外側の浅部で地震が発生している事や、茨城沖におけるプレート境界付近で、2011年東北地方太平洋沖地震前は見られなかった地震活動が東北地震後に見られるようになるなど、地震活動度や地震発生場所に時間変化が見られる事がわかった。

宮城県沖において、海底地震計を用いた海底地震観測ならびに海底圧力計を用いた海底水圧観測を実施した。気象庁地震火山部及び仙台管区気象台の協力を得て、気象庁観測船の観測航海（平成25年5月と11月）により、平成24年度に宮城県沖に設置した海底地震計及び海底圧力計の回収を行なった。海底地震計により収録された地震波形記録については時刻補正と、全海底観測点ならびに陸上観測点で得られた地震波形記録の統合を行った。

また、海底圧力計で得られた海底圧力データについては、時刻補正の後、観測データに含まれる海洋潮汐ならびに非潮汐性の圧力変動成分を推定し、それらの除去を行った。先行調査研究で得られたものを含め、海底圧力の連続観測データの解析により、観測記録に含まれる圧力センサーの機器特性に起因する長期ドリフト成分の推定手法の検討を行い、観測データから東北地方太平洋沖地震発生後の余効変動による海底上下変動を抽出することを試みた。その結果、本震時のすべりが極大であった宮城県沖の海底では継続して余効変動による沈降が進行しているが、その大きさは本震発生からの時間経過とともに急速に小さくなっていることが明らかとなった。また、日本海溝近傍の深海域での海底圧力連続観測に着手したが、継続・安定して観測データの取得が達成され、深海域での観測が実現可能であることが示されたことも、重要な成果である。

## ② 地殻構造調査等

平成 25 年度は三陸海岸の垂直変動に関する海水位変動調査と地震地質学的調査を実施した。海水位変動調査では、30km 間隔で港湾内に水圧計を合計 8 ヶ所設置し験潮記録を取得した。東日本大震災後の港湾復興工事との関係から水圧計設置工事自体が年度後半（12 月～1 月）に実施されたところが多いため、観測期間が最長でも 3 ヶ月程度と短く、地域的な要素に対する補正ができていないので、2011 年東北地方太平洋沖地震後の余効変動（非地震性変動）の傾向を判読するほどには至らなかった。地震地質学的調査では、昨年度実施された岩手県下閉伊郡山田町小谷鳥におけるトレンチ・ボーリング試料の追加分析を行った。追加した放射性炭素年代測定とテフラ分析の結果、1896 年明治三陸津波、1611 年慶長三陸津波、869 年貞観津波に対比可能な津波堆積物を認定した。また層相と堆積物の物性値（密度、強熱減量）から、上記の 869 年貞観津波に対比される津波堆積物の堆積後に地殻変動が生じたことが示唆された。平成 24 年度に得られた結果を考慮すると、小谷鳥では約 6,000 年以降でみると沈降傾向であるが、その間の短い期間で隆起・沈降が繰り返されている可能性がある。これらの隆起・沈降は巨大地震を示すと考えられる津波堆積物を境に認められることから、日本海溝における巨大地震サイクルに関係していると推定される。

東北地方太平洋沖地震の発生により、東北日本弧における応力場はそれ以前の東西方向の短縮場から伸張場へと反転した。また、プレート境界上では本震発生後約 3 年が経過した現在も大きな余効変動が継続している。これらの結果として、2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りを震源とする M7.0 の直下型地震や、これまで顕著な地震活動がなかった地域で誘発地震を発生させている。こういった現象を定量的に理解するためには、現在進行中の地殻変動現象の時空間的特徴を詳細に明らかにすることが重要である。このため、宮城県石巻市から山形県酒田市に至る測線及び福島県いわき市から新潟市に至る測線上に GPS 連続観測点を高密度に配置し、平成 24 年 11 月に地殻変動観測を開始した。これまでに得られた観測データから、周辺の既設の電子基準観測点のデータも併せて解析し、東北地方における地殻変動を詳細に調査した。得られた変位データをもとにひずみの各成分の分布を求めた結果、平成 25 年 1 年間の面積ひずみは本震震源域に近い太平洋沿岸域及び奥羽脊梁山脈で収縮傾向を示しているのに対して、それ以外の領域では依然として膨張傾向にあることがわ

かった。

### ③ 海底堆積物調査等

平成24年度まで並びに平成25年度に新たに三陸沖から採取された海底堆積物コアを対象に堆積構造解析を実施し、東北地方太平洋沖地震による堆積層の認定とその特徴の把握を行った。また、堆積物コア中の同様な構造を有する堆積層の識別から、過去における同様な地震の発生履歴を検討した。これらのコアの岩相観察、堆積構造解析、年代測定を行い、100～500年の地震性堆積層の平均堆積間隔を得た。また、調査海域の南部では北部や中部よりも地震性堆積層の堆積頻度が高く、堆積間隔も短いことがわかった。

東北地方太平洋沖地震では海溝先端部まで破壊が伝播したとされている。北緯38度付近では上盤プレートの変動は海側に向かうほど大きかった事が示され、これまでの調査により海溝軸付近に過去の海底地すべりや、変形した地層が見いだされている。他の海溝に近い下部陸側斜面平坦面にも同様な変動記録があるか検証するため、海洋研究開発機構海洋調査船「なつしま」により採取された海底堆積物の岩相記載と物性測定を行った。その結果、過去に海底地すべりが起こった痕跡が限られた海域で見出された。

東北地方太平洋沖地震の津波は、北海道の太平洋沿岸を襲っただけでなく、根室海峡にも進入し、標津町標津漁港において波高2.1～2.2mに達した。したがって、この沿岸地域においても古津波が到達していた可能性、さらには将来の大規模イベントによって津波被害を受ける可能性がある。そこで、追加的に根室海峡沿岸の別海町から標津町にかけての臨海低地において古津波堆積物調査をおこなった。その結果、古津波堆積物の可能性の高い砂層を2層記載した。第1層は、駒ヶ岳からの火山灰（1694年噴火）の直下の層準にある細砂～中砂サイズの砂層、第2層は、樽前山からの火山灰（約2500年前）の上方数cmにある中砂～粗砂サイズの砂層である。別海町ライトコタン川下流の低地では、第1層は現在の海岸から約130m、標高1.61mまで、第2層は現在の海岸から約70m、標高1.51mまで分布している。根室海峡沿岸（別海）での掘削調査結果を、太平洋沿岸の5地域（浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室）で得られている調査結果と比較・対比した。太平洋岸の5地点に共通する津波堆積物はそれぞれ2枚であり、それぞれ同一のイベント堆積物と考える。浦幌で6層、根室で5層の津波堆積物があるが、とくに規模が大きかったと考えられる2層の津波堆積物は広域対比される可能性が高い。よって、火山灰層の年代により、2,500年前から350年前の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が4回発生したと考えられる。また、そのうちの2回は、根室海峡沿岸に到達した可能性がある。

### ④ 海底地形調査等

東北地方太平洋沖地震後に海洋研究開発機構所属の船舶に装備された音響機器を用いて取得した12航海の海底地形データのコンパイル作業を実施した。コンパイルの結果北緯37度30分から39度30分にかけての水深1,000m以深の海域において、良好な海底地形図の作成を行う事が出来た。可能な限り詳細な地形を検出できるように水深データの平均化、グリッド化を行ったところ、地震後にデータに関しては、作成した全海域で100、150mのグリッ

ドサイズでも十分な精度の地形図となることが分かった。また、地震前の地形データと比較を行ったところ、海溝軸付近で明瞭な地形変化が検出された。39度6分から7分付近での大水深での曳航式調査により、約10kmの測線において地下約40～50mまでの詳細な堆積構造を得ることができた。

## 5. 成果の論文発表・口頭発表等

### (1) 3. 3. 3 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査

#### (a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
中村 有吾・西村裕一・伊尾木 圭衣・プルナ=スラストィア=プトラ・アディティア=リアディ=グスマン	北海道における2011年東北地方太平洋沖地震津波の現地調査	北海道地区自然災害科学資料センター報告	2013年3月31日
Nakamura, Y. and Nishimura, Y.	Measurement of precise grain size and morphological characteristics of tsunami sand particles, using Morphologi G3, the particle image analyzer.	Marine Geology	投稿準備中
Putra, P. S., Nishimura, Y., Nakamura, Y. and Yulianto, E.	Sources and transportation modes of the 2011 Tohoku-Oki tsunami deposits on the central east Japan coast.	Sedimentary Geology	2013年6月14日
中村有吾, 西村裕一	高精度粒度組成・粒子形状分析による津波堆積物の同定	日本地球惑星科学連合 2013年大会 (千葉市, 幕張メッセ国際会議場)	2013年5月
中村有吾, 西村裕一	津波堆積物の化石化過程初期ステージにおける層相・層厚変化	日本地球惑星科学連合 2013年大会 (千葉市, 幕張メッセ国際会議場)	2013年5月
Putra, P. S., Nishimura, Y., Nakamura, Y., ほか	Sedimentary features of the 2011 Tohoku-Oki tsunami on coastal lowland behind a lagoon in Matsukawaura, Fukushima.	日本地球惑星科学連合 2013年大会 (千葉市, 幕張メッセ国際会議場)	2013年5月

## 6. むすび

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震については、M9.0というこれまでに日本国内で観測された最大の地震であり、大きな津波が発生し、甚大な被害を沿岸地域に与えた。また、発生直後から、活発な余震活動や余効変動が長期間続き、発生後3年以上たった現在も、余震活動や余効変動は発生直後に比べて、小さくなったものの継続している。このことから、現時点でも、今後も大きな余震やそれに伴う津波が発生する可能性が高いことが考えられる。東北地方太平洋沖地震の発生により、本震震源域に隣接する領域を含めた広い陸海域での調査観測や研究を行い、今回の地震のような巨大な海溝型地震や津波の発生メカニズム等の解明を図り、防災・減災に資する情報を収集することは重要である。本事業は、主にこれまで観測が不足していた海域における観測を実施することとし、海底自然地震観測、地殻構造調査、海底堆積物調査、海底地形調査等を行うことにより、本海域で今後発生する地震・津波の規模や発生確率等の評価の高度化に資することを目的とした。特に、海底地震観測に代表される海底観測による現状評価の高度化、海底堆積物の採取による地震・津波履歴の高精度化を目指した。地殻構造調査及び海底地形調査は、東北地方太平洋沖地震による変動などを明らかにし、現状評価の高度化に貢献するとともに、過去の変動地形などから地震・津波履歴の高精度化にも寄与することを目的とした。

平成25年度は、海底自然地震観測、地殻構造調査、海底堆積物調査、海底地形調査が実施され、成果が得られた。巨大地震発生以降の地震活動及び余効変動の時間変化を海底及び陸域の調査観測から求めることができた。また、陸域における詳細な津波堆積物の調査から、本調査研究領域における歴史資料以前の大規模津波や地震について、知見を得ることができた。海底の詳細な地形調査と堆積物調査により、地震に起因する可能性がある地形構造や堆積物が見いだされ、今後海域における地形地質学的調査により、地震履歴の高精度化に寄与する可能性が見いだされた。

本事業は、発足当初は5カ年の事業として計画されたが、様々な理由により、実施期間を3カ年に短縮して、実施することとなり、平成25年度をもって、終了することとなった。本事業では、現状評価や発生履歴の高度化に資する有益な知見が得られた。地震活動では、地震発生領域が時間と共に変化している場所が見いだされ、地震後の応力の変化が推定される。海陸における地殻変動観測からは、余効変動の減少が観測されると共に、領域による減衰の違いも明らかになってきた。構造調査からは、本震震源に近い海溝軸付近において、今回及び過去の大地震が起因すると思われる変形構造が明らかとなった。陸域における堆積物調査からは、歴史年代以前の大規模津波や地震の履歴の高精度化に資する結果が得られた。また、海域における地形調査及び堆積物調査では、詳細海底地形や海底堆積物から、発生履歴の高度化に資する可能性がある手法が開発されつつあり、本事業の大きな成果の一つと考える。しかしながら、実施期間の短縮により、当初予定した調査観測が実施できていない場合もある。海底観測による地震活動としては、震源域南部に関しては調査観測が実施できたが、北部に関しては、今後調査観測を実施する必要がある。地殻構造探査に関しても、震源域及びその周辺の一部の地域について、実施するに留まった。余効変動などの長期間継続する現象についても、今後も調査観測を継続することが重要で

ある。陸域における堆積物調査に関しても、調査地域が限定されており、発生履歴の高度化のためには、多くの地域での調査が期待される。海域における地形調査及び堆積物調査から、発生履歴を高度化する手法についても、引き続き研究開発が必要である。本事業で得られた知見や確立された調査手法は、海溝型地震に対する現状把握及び発生履歴の高度化に有益であると考えられ、海域で今後発生する地震・津波の規模や発生確率等の評価の高度化のために、さらなる観測・調査が期待される。

## 7. 運営委員会

### 7. 1 活動報告

第1回 「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査」運営委員会

日時： 平成25年10月11日（金） 13時30分～17時00分

場所： 東京大学地震研究所 会議室（1号館3階）

出席者：

委員長	長谷川 昭	東北大学大学院理学研究科名誉教授
委員	松澤 暢	東北大学大学院理学研究科教授
	西澤あずさ	海上保安庁海洋情報部技術・国際課海洋研究室長
	畑中 雄樹	国土交通省国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室研究室長
	土井 恵治	気象庁地震火山部地震予知情報課長
	篠原 雅尚	東京大学地震研究所教授
	末次 大輔	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域 プログラムディレクター
	日野 亮太	東北大学災害科学国際研究所教授
	小平 秀一	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域 プログラムディレクター
	佐藤比呂志	東京大学地震研究所教授
	宮内 崇裕	千葉大学大学院理学研究科教授
	池原 研	産業技術総合研究所地質情報研究部門副研究部門長
	金松 敏也	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域技術研究主幹
	穴倉 正展	産業技術総合研究所活断層・地震研究センター研究チーム長
	谷岡勇市郎	北海道大学理学研究院教授
	笠谷 貴史	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域技術研究副主幹
オブザーバー	吉田 康宏	文部科学省研究開発局地震・防災研究課地震調査管理官
	新井 雅史	文部科学省研究開発局地震・防災研究課本部係長
	三浦 哲	東北大学大学院理学研究科地震・ 噴火予知研究観測センター教授
	室谷 智子	東京大学地震研究所特任研究員
	石村 大輔	千葉大学大学院理学研究科特任研究員
	中東 和夫	神戸大学理学研究科特命助教
	藤原 敦子	「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」事務局

## 議事概要

長谷川委員長から「本年度で本委託研究が終了するに当たり、残念ながら途中で委託研究が終了することになるが、そのことを踏まえた報告書の作成を目指して研究を行っていたきたい」との挨拶があった。

配布資料の確認、出席者の確認を行った。

文部科学省研究開発局地震・防災研究課より、「本来予定されていた調査研究をすべて終えることなく本委託が終わることになり残念だが、これまで得られた成果を今後の地震発生予測に生かしていきたい」との挨拶があった。

委員長の下、議事を進行した。

## 議事 I 事業実施状況と今後の計画

### 1. 事業の概要

(東京大学地震研究所)

事業全体の概要と変更点が説明された。事業予定の変更に伴い、茨木・房総・福島沖などの日本海溝南部を中心に調査研究が行われていることが説明された。また、これまでに各項目で実施された調査研究の概要が説明された。

### 2. 個別テーマの事業実施状況と今後の計画

#### 1-1 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測

(東京大学地震研究所)

平成 24 年度に開始した福島沖の海底地震観測は平成 25 年 11 月に終了する予定であることが説明された。平成 24 年度に回収された海底地震計データを解析した結果、1606 個の初期震源に対し 458 個の精度の良い再決定を得ることが出来たことが説明された。2011 年東北地方太平洋沖地震前後で震源分布を比較すると、福島沖では深さ 15 km 以浅のプレート境界、茨城沖ではプレート境界付近、房総半島沖ではフィリピン海プレート周辺で、それぞれ東北地方太平洋沖地震前には見られなかった地震活動が見られることが説明された。それに対し、今後震源メカニズム等の情報も使用して地震活動の詳細な把握を進めて頂きたいというコメントなどが出された。

#### 1-2 宮城県沖における海底地震繰り返し観測

(東北大学災害科学国際研究所)

平成 25 年度の海底地震観測で得られたデータは現在処理中であることが説明された。これまでに海底水圧計で得られたデータの特徴と、各水圧計のセンサー特性補正について説明がされた。また、東北地方太平洋沖地震の余効変動の抽出を行っていることが説明された。2011 年 12 月までの海底地殻変動観測データを用いて、粘弾性緩和の影響を取り除きプレート境界の余効すべりの推定を行った結果、海溝軸近傍で大きなすべり域が見られることが説明された。それに対し、水圧計のドリフトの原因についての議論などが行われ

た。

## 2-1 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査

(千葉大学)

平成 24 年度の三陸海岸で実施したトレンチ・ボーリング調査で得られた試料の解析結果が説明された。トレンチ調査の結果、山田町小谷鳥では 11 枚のイベント堆積物が見られ、最上位自然層の年代は約 300～500 年前、トレンチ底面の年代は約 3,000 年前であることが説明された。さらに堆積速度曲線を作成すると、1,000 年前以降に沈降が起きたことが示唆されることが説明された。また、海水位調査は現在継続中であることが報告された。それに対し、堆積物に対する津波の引き波の影響についての議論などが行われた。

## 2-2 陸域構造調査

(東京大学地震研究所)

東北地方で現在実施中の GNSS 観測について 1 観測点については雷害を受け欠測中だが残り 19 点は順調に稼働中であることが報告された。2012 年 12 月から 2013 年 7 月までのデータを用いて、解析を行った結果、GEONET 観測網のみでは得られない、高分解能の変位場が得られ、上下変位に北測線では西から、わずかな隆起、沈降、大きな隆起が見られること、南測線では全体的に隆起が見られることが説明された。それに対し、上下変位の原因などについての議論が行われた。

## 3-1 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究

(産業技術総合研究所)

平成 25 年度はこれまで得られた試料の解析を行い、その結果三陸沖前弧域上部斜面ではタービダイトが少ないことが明らかになった。そこで、前弧域下部である日本海溝において 2013 年 8 月に 24 本のコアの採取を行ったことが報告された。今後試料の解析を進める予定であるが、初期的な解析な結果、タービダイトが数多くみられることが説明された。それに対し、タービダイトの発生原因や、堆積物の年代決定などについての議論が行われた。

## 3-2 海底地すべりと堆積物の強震動による変形の研究

(海洋研究開発機構)

平成 25 年度は海溝軸堆積物及び前弧海盆堆積物の磁気解析を実施したことや新たに堆積物の採取を行ったことが報告された。試料中の帯磁率異方性にはコア採取時の影響が見られる場合があることなどが説明された。

## 3-3 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査

(北海道大学)

平成 24 年に引き続き釧路地域で得られた試料の解析を進めた結果、17 世紀の津波堆積

層が2枚確認され、浸水シミュレーションの結果と一致することが説明された。また、平成25年度は新たに根室、別海地域で試料採取を行い、現在解析中であることが報告された。それに対し、コア採取地点での高潮の影響などについて議論が行われた。

#### 4-1 海底地形調査

(海洋研究開発機構)

平成25年度は平成24年度にコンパイルした海底地形データに、新たに取得したデータの追加作業を行っていることが報告された。また、大深度での海底地形を得るために、曳航体を用いたSBP調査を実施し、海底面割れ目と断層との関係や、シービームでは得られない詳細な海底地形を調査中であることが説明された。それに対し、海底地形データの精度に関して質問があり、現状は水平方向100~200m程度を想定していることが説明された。

#### 総合討論

成果報告書の取りまとめ方について議論が行われた。本事業は、当初の全計画の実施が難しくなり、計画していた調査観測研究が一部実施できない予定である。そこで、本事業の成果及び課題を、わかりやすくまとめた報告を、年次報告とは別途作成してはどうかという意見が出され、前向きに検討することとした。

#### 議事Ⅱ その他

次回の運営委員会は2月から3月の初旬にかけて行う予定であることが報告された。

第2回 「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査」運営委員会

日時： 平成25年3月7日（金） 13時00分～17時00分

場所： 東京大学地震研究所 会議室（1号館3階）

出席者：

委員長	長谷川 昭	東北大学大学院理学研究科名誉教授
委員	松澤 暢	東北大学大学院理学研究科教授
	西澤あずさ	海上保安庁海洋情報部技術・国際課海洋研究室長
	畑中 雄樹	国土交通省国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室研究室長
	土井 恵治	気象庁地震火山部地震予知情報課長
	篠原 雅尚	東京大学地震研究所教授
	末次 大輔	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域 プログラムディレクター
	日野 亮太	東北大学災害科学国際研究所教授
	小平 秀一	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域 プログラムディレクター
	佐藤比呂志	東京大学地震研究所教授
	宮内 崇裕	千葉大学大学院理学研究科教授
	池原 研	産業技術総合研究所地質情報研究部門副研究部門長
	金松 敏也	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域技術研究主幹
	宍倉 正展	産業技術総合研究所活断層・地震研究センター研究チーム長
	谷岡勇市郎	北海道大学理学研究院教授
	佐竹 健治	東京大学地震研究所教授
	笠谷 貴史	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域技術研究副主幹
オブザーバー	吉田 康宏	文部科学省研究開発局地震・防災研究課地震調査管理官
	新井 雅史	文部科学省研究開発局地震・防災研究課本部係長
	三浦 哲	東北大学大学院理学研究科地震・ 噴火予知研究観測センター教授
	石村 大輔	東北大学災害科学国際研究所助教
	町田 祐弥	東京大学地震研究所特任研究員
	藤原 敦子	「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」事務局

## 議事概要

長谷川委員長から「本委託研究は東北地方太平洋沖地震の発生を受けて立ち上がったものの、残念ながら今年度で終了ということになっている。本日はこれまで得られた多くの成果を報告してもらえ、ことを期待すると同時に、できれば今後地震発生を理解をさらに追求できるような努力を期待したい。」との挨拶があった。

配布資料の確認、出席者の確認を行った。

文部科学省研究開発局地震・防災研究課より、「本委託研究は巨大地震の機構を解明し、長期評価に資するため、もしくは防災に貢献するために立ち上がったものであるが、残念ながら今年度で終わることになった。しかしながら、この委託研究で得られた成果が、今後行われる日本海溝における地震発生の長期評価の見直しに活かされることを期待している。」との挨拶があった。

委員長の下、議事を進行した。

## 議事 I 事業実施状況と今後の計画

### 1. 個別テーマの事業実施状況と今後の計画

#### 1-1 東北地方太平洋沖地震の震源域における長期海底地震観測

(東京大学地震研究所)

平成 24 年度に開始した宮城県南部から福島沖にかけての海底地震観測が平成 25 年 11 月に終了したことが報告された。回収された海底地震計データを解析した結果、998 個の初期震源に対し 387 個の精度の良い震源を決定し、海溝付近の深さ 20~50km で地震が活発に発生していることが説明された。平成 24 年度から行われた本委託研究による観測によるデータを基に海域下における速度構造との比較を行った結果、東北地方太平洋沖地震発生前、直後にはあまり見られなかったフィリピン海プレート周辺での地震活動が活発になったことが説明された。また、プレート境界付近では、逆断層タイプの地震が見られるが、正断層、横ずれ断層タイプの地震も見られたことが説明された。それに対し、地震のメカニズムの時間変化や、低周波地震などの特異な地震活動についての議論が行われた。

#### 1-2 宮城県沖における海底地震繰り返し観測

(東北大学災害科学国際研究所)

本委託研究による海底地震計、海底水圧計による繰り返し観測が平成 25 年 11 月に終了したことが報告された。平成 25 年度後期に回収された水圧計による時系列を検証した結果、年間 10hpa を越えるような変化が見られる観測点はなくなったことが説明された。また、本震による余効変動の抽出、解釈を継続して行っているが、海底上下変動には粘性緩和の影響が顕著であること、海底水平変動の西向き成分も粘性緩和で説明可能であること、地震時に大きく滑ったとされる宮城県沖領域では、粘性緩和による余効変動が卓越することが説明された。それに対し、粘性緩和のモデルや、構造、パラメータについての議論などが行われた。

#### 2-1 変動地形学的及び地震地質学的活構造調査

(千葉大学)

平成 25 年度は、東北地方太平洋沖沿岸域における海水位変動調査、平成 24 年度に山田町小谷島にて行われたトレンチ・ボーリング調査の追加分析が行われたとの報告があった。追加分析では放射性炭素年代測定、トレンチ壁面試料の強熱減量の測定、テフラ分析、土色の測定を行い、1896 年明治三陸津波、1611 年慶長三陸津波、869 年貞観津波に対比可能

な津波堆積物を認定したとの説明があった。また、堆積速度曲線、トレンチ壁面試料の乾燥密度、強熱減量の測定の結果に基づき、869年貞観津波の際の地殻変動の存在が示唆されたとの説明があった。それに対し、歴史地震と津波堆積物の対応や、地殻変動の沈降、隆起を解釈するための方法に関する議論が行われた。

## 2-2 陸域構造調査

(東京大学地震研究所)

石巻-酒田、及びいわき-新潟測線上においてGPS連続観測点を高密度に配置し、既存のGEONET等と組み合わせて得られた、2013年の東北地方における歪分布に関して報告があった。解析を行った結果、東北地方北部では、北西-南東伸張・北東-南西短縮、南三陸沿岸では、西北西-東南東短縮、脊梁山脈中部では南北短縮の主歪分布を示すとの説明があった。また、2011年4月以降の面積歪分布では、太平洋沿岸南部、脊梁山脈周辺での収縮傾向が東北地方太平洋沖地震の発生後初期から見られたとの説明があった。また、今後の課題として、稠密観測網のメリットを生かせるデータ解析法の適用や、歪場の不均質と地殻構造との関係を検討する必要があるとの説明が行われた。これに対し、伸張、短縮の歪時空間変化などについての議論が行われた。

## 3-1 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究

(産業技術総合研究所)

平成25年度に「なつしま」NT13-19航海において前弧域下部である三陸沖から宮城沖にかけての日本海溝において採取した24本のコアの解析結果についての報告があった。解析の結果、タービダイトの挟在頻度は宮城県沖の方が高く、挟在する完新世テフラをもとにするとタービダイトの堆積間隔はほとんどのコアで100~150年程度であり、海域の北側に比べて南側の方が短い傾向を示すとの説明があった。また、日本海溝沿いでのタービダイト古地震学の可能性として、日本海溝の大きい堆積速度がタービダイトをきれいに保存する役割があるため、海底堆積物中のタービダイトの堆積間隔から地震発生履歴の推定が期待できるとの説明があった。今後は年代を正確に決めていくことで、堆積間隔の意味付けや、南北での差を説明していくことが課題であるとの説明があった。それに対して、年代測定に関してなどの議論が行われた。

## 3-2 海底地すべりと堆積物の強震動による変形の研究

(海洋研究開発機構)

平成25年度に「なつしま」NT13-19航海において、海溝陸側下部斜面平坦面において採泥調査が行われ、調査の結果、2011年地震に誘発された海底地すべり層、変形層は一部にみられると解釈されるが広域的には見られないこと、流動層の帯磁率は層序学的上下層の値と異なるため、外部から流入したと解釈される、などの報告が行われた。今後の展開として、変形層の解析を進め、その結果と年代から東北地方太平洋沖地震と海底変動の関連を考察するとの説明が行われた。

### 3-3 北海道太平洋沿岸と三陸海岸における津波堆積物調査

(北海道大学)

平成 25 年度に根室海峡沿岸、別海町にて津波堆積物調査を行ったとの報告があった。調査の結果、根室海峡沿岸では、古津波堆積物の候補となる層が 2 枚確認され、これらの層は 17 世紀津波を示す層、約 2,000～2,500 年前の層を示しており、これらの層は十勝から根室で見ついている古津波堆積物と対応される可能性が高いとの説明が行われた。また、根室沖で発生したとされる 17 世紀巨大地震の津波断層モデルを設定し別海での津波高を計算した結果、約 1.5m の津波が発生することが明らかとなり、本委託研究による調査結果と整合性を示す結果になったとの説明があった。それに対し、津波断層モデルなどについて議論が行われた。

### 4-1 海底地形調査

(海洋研究開発機構)

東北地方太平洋沖地震の発生後から平成 25 年度上四半期までの航海の測深データをコンパイルし、北緯 37.5 度～39.5 度にかけての地形データセットを作成したとの報告が行われ、100m グリッドでもばらつきの少ないデータであるとの説明がされた。地震前に取得された測深データとの比較を行ったところ、震源域近傍の海溝軸付近の限られた領域で明瞭な地形変化が検出されたとの報告があった。また曳航体及びかいこうランチャーを用いた曳航調査により大水深での地層探査手法を確立し、マルチチャンネル音波探査では得られない詳細な海底下構造を得る地層探査手法を確立したとの報告があった。それに対し、南北方向での地形変化の拡がりなどについての議論が行われた。

### 総合討論

年度毎の成果報告書とは別に、委託研究全体の総括報告書の作成について議論が行われ、委託研究により「どこまで理解が進んだか」、「何を積み残したか」を中心にサブテーマ毎にまとめてはどうかとの提案があった。これに対し、総括報告書の読者として誰を想定しているかとの質問があり、成果報告書は専門家向けに、総括報告書は一般の読者を想定しているとの回答があった。また、総括報告書の公開は web 上で行うのか、との質問があり、これに対して、web 上での公開と冊子体の作成を行いたいとの回答があった。また総括報告書の内容として、「何を目指したか」の記述も必要ではないかとの意見があった。さらに委託研究が途中で終了したことも、説明義務があるため、総括報告書では明記する必要があるのでは、との意見があった。最後に、委託研究全体の総括報告書の作成については、合意し、今後事務局において内容・様式等を検討し、作成依頼することとした。

### 議事Ⅱ その他

平成 25 年度成果報告書の提出が 3 月 17 日であるとの確認が行われた。

## 7. 2 運営委員会委員

委員長	長谷川 昭	東北大学大学院理学研究科名誉教授
委員	松澤 暢	東北大学大学院理学研究科教授
	西澤あずさ	海上保安庁海洋情報部技術・国際課海洋研究室長
	畑中 雄樹	国土交通省国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室研究室長
	土井 恵治	気象庁地震火山部地震予知情報課長
	篠原 雅尚	東京大学地震研究所教授
	末次 大輔	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域 プログラムディレクター
	日野 亮太	東北大学災害科学国際研究所教授
	小平 秀一	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域 プログラムディレクター
	佐藤比呂志	東京大学地震研究所教授
	宮内 崇裕	千葉大学大学院理学研究科教授
	池原 研	産業技術総合研究所地質情報研究部門副研究部門長
	金松 敏也	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域技術研究主幹
	宍倉 正展	産業技術総合研究所活断層・地震研究センター研究チーム長
	谷岡勇市郎	北海道大学理学研究院教授
	笠谷 貴史	海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域技術研究副主幹