

## 5 超巨大地震に関する当面実施すべき観測研究の推進

「超巨大地震」計画推進部会長 谷岡勇市郎  
(北海道大学)

平成21年度から始まった「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」では、平成23年に発生した東北地方太平洋沖地震のようなM9クラスの超巨大地震の発生予測の観測研究の推進が十分ではなかった。そのため観測研究計画が見直され、平成24年度から新たに、超巨大地震の発生機構とそれに起因する現象を解明する観測研究、及び超巨大地震やそれに起因する現象を予測するための観測研究、さらにはこれらの解明と予測のための観測研究に必要な新技術の開発を行う研究が実施されることとなった。本報告では平成25年度の成果を概観するとともに、2年間の研究成果から見えた今後の課題を議論する。

### (1) 超巨大地震とそれに起因する現象の解明のための観測研究

#### ア. 超巨大地震の発生サイクルの解明

発生間隔の長い超巨大地震の発生サイクルを理解するためには、まず、地形変動的、古地震学的、地質学的手法から得られたデータを地球物理学的に解析する必要がある。

北海道の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の掘削調査をおこなった。2011年3月11日の津波は、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2.1~2.2 m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。津波堆積物調査の結果、古津波堆積物の可能性の高い砂層を2層記載した。1層目は、駒ヶ岳c2火山灰(1694年噴火)の直下、2層目は、樽前c火山灰(約2500年前)の上方数cmであった。別海町ライトコタン川下流の低地では、1層目は現在の海岸から約130 m、標高1.61mまで、2層目は現在の海岸から約70m、標高1.51 mまで分布していた。2層は、根室から十勝の諸地域で記載されている古津波堆積物に対応すると考えられる(図1)。さらに、これらの津波堆積物調査結果は平成24年度に推定した通常のプレート境界型断層モデルに加えて、海溝近傍のプレート境界に幅30 kmですべり量25 mの断層が動いたとするモデルによる津波数値計算で全て説明できることを明らかにした(北海道大学[課題番号:1002])。

南海トラフ沿いでは、H21年度より津波堆積物と地殻変動の検出を目的とした掘削調査を静岡県から三重県、和歌山県、徳島県沿岸で行い、H25年度に高知県沿岸を加えた。その結果、いずれの地域とも地形や地質に残る規模の地震が数百年以上の間隔であることが明らかになった。日本海溝沿いでは2011年東北地方太平洋沖地震より前のH22年度までに、869年貞観地震の津波堆積物調査に基づいた断層モデルを提示していた。地震後の現地調査結果に基づいてH25年度はモデルの改良を行い、両者がよく似た地震であったことがより明確になった。また津波浸水履歴図はH25年度時点で仙台平野地域がほぼ完成した。このほか下北半島で新たに17世紀の巨大津波の痕跡を発見した(産業技術研究所[課題番号:5006])。

巨大地震の発生メカニズムを考える上では過去の活動の情報は重要である。名古屋大

学では1750年から1870年まで書かれた高木家文書の御用日記を所蔵しているが、虫喰のため状態が悪く研究できない状態であった。H25年度は安政（嘉永）の南海トラフの地震時期の残りとして安政江戸地震、善光寺地震、天保京都地震、近江地震、浅間山噴火の時期を含む9冊の日記の修復を行った。またH24年度に修復した日記の翻刻も行った。神社明細帳については和歌山県と高知県の調査を行った。この2年間で収集した資料は愛知県については約170冊、三重県が約50冊、静岡県が約20冊、長野県が30冊、高知県が約300冊である。これらの史料を整理しデータベース化した（名古屋大学[課題番号：1709]）。

## イ. 超巨大地震の発生とその前後の過程の解明

ここでは、2011年東北地方太平洋沖地震に先行した地震活動や地殻変動の特徴を調査し、超巨大地震発生の準備過程を理解するとともに、地震発生後の海域での観測等による地震時大滑りの実体の解明や地震後の地震活動や地殻変動とそれに伴う応力の再配分に関する観測研究を実施した。

東北地方太平洋沖地震の余震の震源位置を正確に決定することは、本震の震源断層の位置、形状を正確に捉えるために必要である。また、余震活動を調べることで、本震の破壊様式や今後の余震活動の推移を推定するための重要な情報となる。そのために、海域の震源域直上での多数の自己浮上式海底地震計観測を継続し、余震分布を高精度に決定した。海底地震計観測網で求められた余震分布は、プレート境界以外にも、陸側プレート内にも活発な活動がある。深さが25 km程度よりも深いプレート境界付近で発生している余震は逆断層型の地震が多いが、陸側プレート内では正断層型または横ずれ型の発震機構を持つ地震が卓越する。また、本震時に大きな滑りが推定されている本震付近では余震活動が低調である。今回の余震分布を過去の構造探査実験結果と比較したところ、宮城県沖の本震付近では余震活動は低調であるが、その数少ない余震のほとんどは陸側プレート内で発生しており、震源断層であるプレート境界で発生している余震はほとんどないことが分かった。福島県沖から千葉県房総半島沖の震源域南部では、太平洋プレートに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おり、この領域では余震が少なく、本震時の破壊がこの付近で停止したことが推定される（東京大学地震研究所[課題番号：1443]）。

東北地方太平洋沖地震の震源域におけるプレート境界断層の強度分布を明らかにする上で、本震の応力降下量分布は重要な情報である。有限要素法(Abaqus)を用いて、色々な応力降下量分布に対する変位場を計算し、海底地殻変動の観測結果と比較することにより、大局的な応力降下量分布を推定した。プレート境界に直交する2次元断面において、上盤側の浅部に2層の低速度層を設けた。プレート境界断層の形状は、10個のセグメントに分割し、それを実際の形状にできる限り合うように与えている。図2に仮定した応力降下量分布を示す。海溝より(m8)、陸より(m2)、あるいは本震震源付近(m12)に平坦な部分を持つ3つのモデル、および、海溝から陸側へ向かって直線的に変化するモデル(m6)の4通りを仮定した。これらによる計算結果を海底地殻変動観測結果と比較した。図3に、m12のモデルについて1つの浅部構造に対する結果を示す。m2、m6、m8、m12の各モデルの残差のRMSはそれぞれ3.2、3.6、4.3、3.0と求まり、海溝側で応力降下量の大きなモデルでは観測データを説明しにくく、本震震源付近にフラットなピーク

を持つモデルでデータをよく説明できることが分かった。この結果は、本震の震源付近で大きな応力降下が起こったことが超巨大地震の原因の一つであることを示唆している（京都大学防災研究所[課題番号：1815]）。

「アスペリティの特性解明に向けた観測研究」（課題番号：1205）で開発した波形相関を利用したメカニズム解の分類手法を用い、2011年東北地方太平洋沖地震前後の地震活動について調査した。その結果、図4に示すように、東北地方太平洋沖地震前後で地震のメカニズム解に大きな変化が見られることが分かった。東北地方太平洋沖地震前には青色で示すプレート境界地震が多く分布しているが、東北地震後は緑色で示す正断層型地震が多く分布している。地震後は、特に地震時大すべり域（コンター）内ではほとんどプレート境界地震が発生しておらず、その周りで活発な様子が見られる。図5に東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界地震の発生レートの比を示した。水色線で示す東北地方太平洋沖地震の地震時すべり領域は、プレート境界地震の減少域とよく一致している。一方、その周りの地震増加域は、北は岩手県・青森県の県境付近、南は関東地方に達し、余効すべりの到達域を示していると考えられる。特に北側の領域では、1994年三陸はるか沖地震のすべり域（ピンクコンター）の中心までは増加域は及んでいない。これらのことは過去の地震のすべり域とそれ以外の場所での摩擦特性の違いを表していると考えられる。また、余効すべりによる固着領域への応力集中も起きていると考えられ、今後の推移についても注意が必要と考えられる（東北大学[課題番号：1219]）。

常に同じ場所で発生していると考えられるプレート境界での小繰り返し地震の走時変化から速度構造の変化を推定した。走時変化データを大局的に説明するモデルにおいては、北海道は変化がない一方、東北地方においては深さ30km付近での速度低下が見られた。速度低下率は0.05%程度である。震源近くでは地殻浅部のみならず深部でも変化が生じたことを実証したものと考えられる（東北大学[課題番号：1219]）。

東北沖地震発生前から宮城県沖で行っていた自己浮上式海底圧力計（OBP）の繰り返し設置による観測から、東北沖地震の震源域内で2008年と2011年にスロースリップが発生していたことが明らかとなった。2回のイベントの発生位置はほぼ同じであり、その隣接域でプレート境界型地震の活発化を伴った点も類似している。ただし、2011年のイベントは2008年のイベントより継続時間が長く、東北沖地震発生の約1ヶ月前から本震発生直前まで継続していた可能性が高い（東北大学[課題研究：1220]）。

大気中ラドン濃度変動による地殻変動活動モニタリングを目的として、全国放射線管理施設のモニタリングネットワークの構築を行ってきた。これまでに取得したRI施設（和歌山県立医科大、東北薬科大学、札幌医科大学、福島県立医科大、獨協医科大など）の大気中ラドン濃度変動の解析を行い、2003年十勝沖地震発生後の変動の他、2011年東北地方太平洋沖地震や2011年7月5日に発生した和歌山県北部地震の発生に先行して大気中ラドン濃度に異常変動があったことを検出した（東北大学[課題研究：1220]）。

大地震に至る発生プロセスを理解するために、過去約10年間に日本列島内で発生したマグニチュード約5.0以上の本震に対して、その地震の発生前後の連続波形記録を収集した。それらを用いて、2008年5月8日に発生した茨城県沖のプレート境界型地震M7.0の発生前に、本震の近傍で発生した顕著な群発的な地震活動について解析した。地震活動度は、本震発生前の約3日前から増え始め、約1日前から更なる活発化を示した。同時に、本震の破壊開始点への前震発生域の拡大が見られた。本震発生直前の1時間においても、

地震活動の増加が確認できた。この前震活動中に発生した中規模地震の発震機構解は、低角逆断層タイプのプレート境界型であり、プレート境界での滑りが起きていたことを意味する。また、活発な前震活動中には小繰り返し地震の活動も含まれており、非地震性の滑りが進行していたことを意味する。これらの観測結果から、本震発生前に破壊開始点の近傍でゆっくり滑りが生じていたと解釈できる。さらに、この前震活動のb値は0.5以下と通常の値に比べて有意に小さい値を示し、本震発生後約4日間の余震のb値を計算すると、約1.0に増加していた。このようなゆっくり滑りの発生やb値の時間変化は、2011年東北地方太平洋沖地震の前震活動の特徴と類似している（東京大学地震研究所[課題番号：1442]）。

東北地方太平洋沖地震の余効すべりの物理モデルの構築を行った。モデルでは、半無限弾性体の内部にプレート境界面を近似する平面断層を置き、断層面上のすべり速度と応力の時間発展が速度強化の定常摩擦に従うと仮定した。地震時のすべり分布から計算された断層面上における応力変化を入力として与え、その後の余効すべりの時空間変化を計算した。摩擦パラメータ  $(a-b) \cdot \sigma$  は一定であると仮定した。このモデルでは、余効すべりの時空間変化は、地震時のすべり域周囲の応力集中の度合を決める震源域の端での地震時すべりの空間勾配と摩擦パラメータ  $(a-b) \cdot \sigma$  に主に支配される。GPSデータから推定された地震時のすべり分布をモデルの入力として用いる場合、地震時すべりの空間勾配はインバージョンにおけるすべりの空間平滑化の強さに支配される。そこで、様々な強さの空間平滑化に対して地震時すべりを推定し、それらを入力として余効すべりの時空間変化を計算した。その結果、平滑化の強さ（地震時の応力集中の度合い）が異なっても、余効すべりの時空間変化の特徴は大きくは変化しないことが分かった。しかし、モデルとGPSデータから推定された余効すべりのモーメントの時間変化の間には系統的な差異がある。これらの結果は、断層モデルを用いて応力・すべり速度の空間変化を考慮した場合であっても、 $(a-b) \cdot \sigma$  が一定の速度強化の摩擦特性ではインバージョン解析から得られた余効すべりを説明できないことを示す。系統的な差異の原因として、 $(a-b) \cdot \sigma$  のすべり速度依存性の他、粘弾性緩和など余効すべり以外の応力緩和プロセスが考えられ、今後それらをモデルに取り入れる必要があることが明らかになった（東京大学地震研究所[課題番号：1441]）。

2011年10月までのOBPの連続記録から余効変動による海底鉛直変動の時系列が得られた（図6）。宮城県沖のいずれの観測点においても明瞭な沈降が観測されているが、その変動レートは時間とともに減少する様子が認められる。大局的な時間変化のパターンは、宮城県沿岸部でのGNSS観測点で観測される余効変動時系列と相似であって、時定数20日の対数関数でよく近似できる。余効変動による沈降は海上保安庁のGPS/A観測からも示されており、OBPとGPS/Aの観測結果を総合すると、海溝軸から海岸線に向かって、また観測領域南側に向かって沈降量が大きくなる傾向が見られる（東北大学[課題研究：1220]）。

海陸の地殻変動観測データに基づき、2011年東北地方太平洋沖地震の余効すべり分布を推定した。対象とした期間は2011年4月23日から12月10日までの約8か月である。各観測点における変位時系列データに対し、プレート運動による変位を差し引いてオホーツクプレート固定の変位場とし、さらに期間中に発生した規模の大きな地震及び粘性緩和による変位を除去する操作を行い、得られた変位時系列に時間依存逆解析手法を適用することで、プレート境界面上のすべりの時空間発展を求めた。OBPデータから得られる

海底の上下変位データについては、近似曲線によって圧力計回収後のデータを補完し重みを下げて使用することで、余効すべりの時空間発展にある程度の拘束をかけられるようにした。粘性緩和については、球殻二層構造を仮定した場合と、沈み込むスラブの形状や大陸・海洋性それぞれのマントルの粘性の違い等を考慮した場合について、海底地殻変動データも用いて推定された地震時すべり分布を初期条件として与えて、地表での変位を計算した。推定される余効すべりの分布は、粘性緩和の計算に非常に強く依存することが示された。その一方で、粘性構造の仮定に依らず、茨城・福島両県沖のプレート境界のごく浅部（20 km以浅）、すなわち地震時には50mを超えるような大きなすべりが生じなかった領域においては、大きな余効すべりが推定されること、また、1978年宮城県沖地震のアスペリティ群（2005年の宮城県沖の地震及び2011年東北地方太平洋沖地震本震によって破壊されたと考えられる）の付近ではほとんどすべっていないことなどが分かった（東北大学[課題研究：1220]）。

#### ウ. 超巨大地震に誘発された内陸地震や火山活動等の解明

2011年東北地方太平洋沖地震発生後、東北地方内陸域では秋田県北部の森吉山周辺、福島県・山形県境付近、茨城県北部・福島県南東部等の数か所で活発な誘発地震活動が発生し、現在に至るまで活動的な地域も存在する。また、長野県北部のように1年以上経過したのちに活発化した地震活動も見られる。これらの地震についてクーロンの破壊規準に基づく地震のメカニズム解の分析を行った結果、誘発地震の発生には、間隙流体圧場の時間変化による断層強度の低下が重要な役割を果たしていることが明らかになった。御嶽山周辺では静水圧を上回る高圧間隙流体の存在が明らかにされ（図7）、小規模の地震ほどこれらの不均質な応力場の影響を受けやすい。顕著な誘発地震活動の領域では明瞭な震源移動が観測されており、流体の拡散が地震発生に影響を与えている可能性がある。森吉山周辺では、この震源移動源と地震波解析から推定される散乱源の関係が議論された。これらの誘発地震活動域の深部には地震波速度の低速度域が見られる場合が多く、この低速度域は流体の分布域であると考えられる。たとえば、茨城県北部・福島県南東部では、東北地方太平洋沖地震の本震発生の1カ月後にM7の福島県浜通りの地震が発生しており、その大すべり域は高速度体・高比抵抗体に対応し、その深部には流体の存在を示唆する低速度域が広がっていると同時に、大すべり域の周囲は低速度・低比抵抗で特徴づけられ、M7地震の発生前から誘発地震活動が開始していることから、このような構造の違いが地震発生に大きな影響を及ぼしたことが考えられる（図8）。また、阿武隈山地を含む前弧域では、東北地方太平洋沖地震発生以前から $\sigma_1$ 軸がプレート収束方向を向いていない傾向にあり、その原因として重力によりつくられる応力がこの地域で支配的である可能性があげられる。またS波偏向異方性の解析結果では、この領域を含む東北地方太平洋沿岸がプレート収束方向とは直交する偏向方向となっており、粘弾性を考慮したモデリングでも地殻浅部で東西伸長が説明できることから、これらの効果が非常に活発な正断層型地震活動を誘発した原因として考えられる（図9）（東京大学地震研究所[課題番号：1444]）。

東北地方太平洋沖地震に伴う内陸域の応力場の変化と誘発地震活動について検討を行った。その結果、秋田県南部などでは応力場が変化しているものと推定される一方、福

島県南東部などでは顕著な変化は見られなかった。これらの領域では、震源域深部に地震波速度構造の低速度域が見られることや震源域の広がりや時間発展が見られることから、流体圧の変化が誘発地震活動の原因として考えられる。また、地震時ひずみと地震波速度構造を比較すると、地震時ひずみの大きな領域は地殻上部の低速度域に概ね対応し、高速度域をさけるように分布しているように見える（東北大学[課題番号：1219]）。

日本列島の震源断層の位置形状についてのカタログを作成するために、主に日本海沿岸北部におけるMCSデータを収集し、東北日本内陸域の震源断層モデルを作成した（東京大学地震研究所[課題番号：1445]）

## （２）超巨大地震とそれに起因する現象予測のための観測研究

### ア．超巨大地震の震源域における地殻活動のモニタリング

プレート境界での固着・滑りの状況を把握するために、GPS—音響測距結合方式による海底地殻変動観測を継続した。日本海溝沿いの海底基準点では、東北地方太平洋沖地震発生後の海底変動を捉えた。2013年11月までに得られた結果について、図10に水平方向の累積変位量を示す。電子基準点「福江」固定として算出している。「宮城沖1」では、西北西方向の地殻変動が観測されており、本震後の累積変位量は47 cmとなる。「釜石沖1」でも西向きに34 cmの変位が観測されている。「宮城沖2」では南向きに18 cm、「釜石沖2」では北西方向に11 cmの変位が検出されており、本震の震央周辺では複雑な地殻変動が観測されている。一方、「福島沖」及び「銚子沖」では、時間的に減衰するような東南東方向の余効変動が検出されており、累積変位量は、それぞれ71 cm、45 cmである。上下方向では、「銚子沖」海底基準点を除き、沈降傾向が見られた（海上保安庁[課題番号：8006]）。

また、南海トラフの海溝軸付近における海底地殻変動モニタリングのために深海型と呼ばれる海底局を設置した。尾鷲沖の南海トラフをはさんで陸側約15 kmの地点と海側約35 kmの地点に設置し、測定精度を確認した。これらの点はトラフ軸から陸域までの連続的な地殻変動プロファイルを得るために重要な観測点になる（名古屋大学[課題研究：1710]）。

エンベロープ波形をテンプレートとして用いる震源決定法の開発を行った。2011年東北地方太平洋沖地震を対象に検討した。手法的には以下の2点の改善を行った。まず、エンベロープ波形の相関を計算する際の波形の規格化の際に、各観測点の3成分間で規格化を行っていたものを、全観測点の全成分で規格化するように変更した。これにより、振幅の空間分布が類似したテンプレートが選択されるようになり、地震検出の際の誤認識が低下した。さらに、相対震源決定を行うようにした。これには、観測エンベロープとテンプレートのラグ相関を求め、ラグの分布を説明できるように、テンプレート震源からのずれを求めた。この手法を東北地方太平洋沖地震の本震直後1時間のデータに適用した結果、気象庁では震源が求められていない余震を検出し、震源を推定することができた（弘前大学[課題番号：1102]）。

南海トラフより海側には、トラフ軸にほぼ平行に走向する銭洲海嶺が存在する。銭洲海嶺を含めた海域は、島弧地殻を持つフィリピン海プレートが衝突する地域であり、通常の海洋性地殻の沈み込み形態とは異なる。銭洲南側で確認されている新たな沈み込み

だけではなく、上盤側に発達する断層分布や下盤側の地殻構造は、東南海地震発生域、南海地震発生域とも異なる分布を示す。これまで、プレート境界には銭洲海嶺と同様な走向を持つ地形的な高まりが前弧域下に確認されている。これらの高まりは内部にP波速度6km/sを持つ島弧地殻に近い構造列を形成していることが明らかになってきた。銭洲海嶺・南海トラフを横断する反射法地震探査データから、銭洲海嶺の南北で構造が大きく異なる様子が捉えられている。南側では隆起・圧縮に伴う基盤堆積層の変形が見られる一方、北側ではフィリピン海プレートの沈み込みが確認できるが、沈み込みに伴う変形はほとんどみられない特徴があることがわかった（海洋研究開発機構[課題番号：4006]）。

### イ. 超巨大地震の長期評価手法

地震統計を基礎とする地震発生予測モデルの一つである Relative Intensity (RI) モデルを用いて、3.11の東北地方太平洋沖地震を含む2011年の地震予測結果とそれ以前の予測結果の比較を行った。地震カタログとしては、学習および評価に GCMT カタログを使用した。地震の予測は、マグニチュード6以上とした。2009年および2010年の予測結果はすべてのテストをパスしたが、2011年の予測結果はパスした評価テストとパスできなかった評価テストがあった。このテスト結果は、2011年の予測においては、空間予測は悪くなかったが、地震発生数の予測がおよそ半分であり地震数の予測ができなかったことを示している（東京大学地震研究所[課題番号：1446]）。

東南海地震震源域におけるリアルタイムデータを用いたデータ同化研究を推進した。実データとして、GEONETならびにDONETの観測データを（準）リアルタイムにデータベース化していくとともに、データ同化手法として粒子フィルターのプログラムを整備し、それを適用するための地震発生サイクルシミュレーション結果を蓄積する必要がある。そこでGEONETならびにDONETの観測データを蓄積するデータベースを構築するとともに、定期的かつ自動的にデータを取り込むシステムを構築した（海洋研究開発機構[課題番号：4007]）。

### イ. 超巨大地震から発生する津波の予測

東北地方太平洋沖地震により発生した津波による被害は甚大であったことから、超巨大地震に伴う津波の精度良い予測手法の開発は急務である。

リアルタイムで津波浸水域を予測するため、あらかじめ多くの断層モデルに対して津波遡上数値計算を実施しておき、それをデータベース化する手法を開発し、その手法を東北地方太平洋巨大地震に適用し手法の有効性を評価した。データベースの作成は様々な大きさ・規模の断層モデルをプレート境界上に仮定して実施する。各断層モデルに対して、移動境界条件のもとで、海底摩擦を考慮した非線形長波近似式を用いた津波遡上数値計算を実施する。さらに、津波遡上計算を実施する地域の沖で水深50 m程度の地点でかつ津波第1波が非線形の効果をほとんど受けないと予想される場所を、津波遡上計算地域を囲むように数か所抽出する。それら数か所での津波数値計算結果の時系列（津波波形）を最適の津波浸水結果を抽出するための指標津波波形としてデータベースに保存する。今回は、北から宮古・山田・大槌・釜石・吉浜・三陸綾里・大船渡・陸前高田・

気仙沼・本吉・追波・石巻・仙台に対しデータベースを作成し津波浸水域・津波高の予測を試みた。まず、上記地震発生後5分間にF-Netで観測されたWフェーズの地震波形を用いた結果から推定された断層モデルを用いて線形長波近似式を用いた津波数値計算を実施し、データベースの保存された指標津波波形計算地点での予測津波波形を推定する。この津波数値計算は、通常のパソコンでも1～3分程度で完了するため、十分に津波予測に利用することができる。この予測津波計算波形をデータベースに格納された計算津波波形と比較する。予測津波波形を最も良く説明できる最適モデルを抽出する（図11に陸前高田の場合を示す）。この最適モデルの津波浸水域・津波高がリアルタイム津波浸水予測となる。図12には陸前高田のリアルタイム津波浸水予測が実際の津波浸水高を良く説明できていることを示す。陸前高田の場合、計算時間は3分で、地震後5分の地震波形データから断層モデルを推定していることから、地震後10分程度でリアルタイム津波浸水予測ができることが検証された。宮古・山田・大槌・釜石・吉浜・三陸綾里・大船渡・気仙沼・本吉・追波・石巻・仙台のすべての地域でリアルタイム津波浸水予測が実際の津波浸水高を説明できることが分かった。リアルタイム津波浸水予測手法の有効性が検証され、実装可能な津波浸水予測手法の開発に成功した画期的な成果である（北海道大学[課題番号1006]）。

震源断層即時推定時の初期情報（震源メカニズム）をRTK-GPSデータのみで得ることを目的とし開発を進めてきたRAPiDにより得られた震源モデルを、津波波源の初期モデルとして採用し、沖合津波観測データを用いてこれを逐次的に改善する手法の開発を進めた。具体的には、時間経過とともに沖合観測点で得られる観測津波波形と、初期モデルから期待される計算津波波形との差を最も小さくするように、波形逆解析を用いて初期モデルを修正し、新たなモデルをもとに津波波形を計算して沿岸の津波予測を逐次更新する、というものである。このうち、津波解析に関連する部分はtFISHアルゴリズムを活用した。統合解析アルゴリズム（tFISH/RAPiD）の性能を調べるため、東北地方太平洋沖地震を対象として、仮想的な観測津波波形を用いた津波予測実験を行った。その結果は以下ようになった。地震発生後20分には、釜石沖の海底水圧計TM1とTM2で、短周期で大振幅の津波が観測される。これが予測に反映されることによりRAPiD解析から得られた初期モデルに基づく津波予測が改善される。ただし、この時点では東北地方南部～関東地方の太平洋沿岸においては、十分に沖合津波観測情報が得られておらず、沖合津波記録だけを用いた従来のtFISHによる津波予測では、福島県の相馬（SOM）付近に及ぶ南部にまで5 m近い大津波が襲来する危険性があることを把握できていない。このように、tFISH/RAPiDを適用することで、沖合津波計と陸上GPSデータの情報の双方を有効に活用した津波即時予測が可能になることが示された（東北大学[課題番号：1221]）。

正確な地震・津波情報を迅速に提供するため、北海道から房総沖に至る日本海溝周辺において地震・津波観測網を整備することが欠かせない。北海道から房総沖に至る日本海溝周辺において地震・津波観測網を順次整備する。観測網は6つのケーブルシステムと合計約150点の観測点から成る。各観測点には複数の地震計及び津波を観測するための水圧計が設置されている。地下構造調査を実施し、ケーブルルートに沿った浅部地下構造を求めた。房総沖の1つ目のケーブル設置を完了した（防災科学技術研究所[課題番号：3012]）。



### (3) 超巨大地震とそれに起因する現象の解明と予測のための新技術の開発

#### ア. 超巨大地震のための海底地殻変動観測技術

海底間音響測距装置に対して、ガラス球を9000 m 耐圧に変更、受信感度と返信信号の感度向上、GPS 音響と同じ方法である一定期間のデータを収録する方法に変更等の改良を行った。開発した装置は、北緯37度53分の日本海溝を跨ぐかたちで3箇所設置し、半年ほどの連続観測を行った。3つの機器のうち、ADM2-3間(3.8 km)、ADM1-3間(7.3 km)の測距に成功した。データ補正用に取得した姿勢データから、低層流の存在を示す姿勢の擾乱と温度変化に関連性が見られた(図13)。温度補正後の基線間の見かけ距離に関しては、相関波形のサイクルスリップと見られる飛び以外には、暫定測距精度である数cmを超えるような明瞭な変動は半年間で見られなかった。今後、付近で発生した地震も参照し、見かけ変動がサイクルスリップか否かの慎重な検討が必要である(東北大学[課題番号:1222])。

#### イ. 海底地形・堆積物調査技術

潮岬周辺で津波石の地上レーザー計測を実施し、その結果を基に津波の浸水計算を行い、モデルの検討を行った(産業技術研究所[課題番号:5006])。

2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の震源域で、地震前に取得されていたMCSデータを再解析すると共に、基礎試錐の層序との対比を行った。また、JAMSTECおよび海上保安庁が取得した海底地形データと合わせて、地質構造の解釈を行った。MY103測線では、海溝海側斜面では正断層群が半遠洋性堆積物及び海洋地殻を切断し、正断層崖の基部から中角度で下方に延びる正断層の反射面が認められる。太平洋スラブを構成する海洋地殻は、この様な正断層構造を保持したまま日本海溝を境に下方に沈み込んでいる。海溝軸から陸側に向けて幅20 kmほどの区間は、沈み込み帯先端部の付加体で、複数条の覆瓦スラスト群で構成される。海溝上部斜面基部では、比高は1000 m近くに達する東向き崖地形が認められ、その地下には西傾斜のウェッジスラストが伏在する。スラストウェッジの先端ではこれを不整合におおう新第三系が褶曲変形に参加し、ウェッジ先端より伸びる軸面を境にして折れ曲がっている。一方、この新第三系の褶曲東翼には、崖地形基部以東の海底面を直接構成するほぼ水平な地層(斜面堆積物)がオンラップしており、これらはウェッジスラストが形成する褶曲構造に参加していない。また、崖地形基部の位置はウェッジスラスト先端の軸面の位置と明らかにずれている。ウェッジスラストは現在活動を停止している可能性が高い。このように、海底地形による変動地形解析と高精度の反射法地震探査データを組み合わせることにより、海底活断層の構造的な解釈が可能であることが分かった。沈み込み帯の超巨大地震の発生を予測するには、この様な変動地形・構造地質的な解釈に加えて、深海底に残された地形・地質学的なデータをもとに、メガスラストの長期間におよぶ活動履歴を解明する必要がある(東京大学地震研究所[課題番号:1447])。

#### これまでの課題と今後の展望

東北地方太平洋沖巨大地震を受けて、「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画(平成21-25年度)」が見直され、平成24年度より「超巨大地震に関する当面実施すべ

き観測研究」が加わった。その内容は次の3項目、(1) 超巨大地震の発生機構とそれに起因する現象を解明する観測研究、(2) 超巨大地震やそれに起因する現象を予測するための観測研究、(3) これらの解明と予測のための観測研究に必要な新技術の開発を行う研究、を推進するとされた。ここでは平成24-25年度の2年間で得られた成果の評価と今後の展望を記す。

超巨大地震の発生機構とそれに起因する現象を解明するためには、まず、「その発生サイクルの解明」が必要となり、低頻度の超巨大地震のサイクルを理解するためには地質学的研究が重要となる。津波堆積物調査結果を津波数値計算で再現することにより古地震の震源過程をある程度推定できることが分かってきた。砂の堆積を数値計算で再現するための手法も開発されてきたが、堆積過程には微地形に大きく左右されることも分かってきた。また、津波堆積物調査結果から実際の津波浸水域を得るにはまだまだ解決すべき問題が多く存在することも明らかになった。さらに各地点でのイベント対比にも大きな問題が残る。これらを解決するための新技術の開発に期待がかかる。

「超巨大地震の発生とその前後の過程の解明」も実施されてきた。東北地方太平洋沖地震の前後の地震活動や地殻変動のデータの解析が進み、プレート境界での応力蓄積・解放の過程に関する理解が進んできた。同時に、今までの理解が不十分であったことも明らかになってきた。例えば、東北地方太平洋沖地震の滑り量分布からは、海溝付近と深部に滑り域があることが確認され、東北地方太平洋沖地震後の相似地震の分布やプレート境界で発生した余震分布は滑り量分布と相補的であり、本震の滑りによって応力がほぼ解放されたことが明らかになった。一方、海溝付近の超低周波地震の活動や2011年03月09日の最大前震とその後のゆっくり滑りの存在や、滑り域内に分布する相似地震の活動は、東北地方太平洋沖地震の滑り域および周辺におけるプレート境界上の滑りの複雑性、且つ、多様性を示唆する。東北地方太平洋沖地震の様な超巨大地震の発生サイクルの理解およびモデル構築の為には、東北地方太平洋沖地震の震源域内に加え、近接する釜石沖や、より北方・南方などの周辺も含めたより広域的な視点からの一層の理解が必要である。上盤側プレートの挙動でも、本震時および直後のひずみ場が不均質であったことが明らかになり、長期的な変動場を明らかにするとともに、東北地方太平洋沖地震前のひずみ速度分布との比較や地震波速度構造などとの比較、さらにそれらを説明するためのレオロジー構造の構築によって東北地方太平洋沖地震前後の挙動を理解することも重要である。

次に、超巨大地震に誘発された内陸地震や火山活動等の解明が課題となり、東北地方太平洋沖地震により実際に誘発された多くの内陸地震についての解析が進んできた。誘発のメカニズムにはやはり流体の関与が示唆されており、流体関与のモデル化が今後の課題であろう。

超巨大地震やそれに起因する現象を予測するための研究としては、まず「超巨大地震の震源域における地殻活動のモニタリング」に関する研究が重要となる。そのためには海底地殻変動の観測が当然重要となる。東北地方太平洋沖地震では海溝近傍で大きな滑りが発生したことを考慮すると、今後さらに深海域での高精度な海底地殻変動データの取得を目指した技術開発が必要となる。また、「超巨大地震の長期評価手法の開発」も重要課題であり、地震発生サイクルシミュレーションを組み込んだ長期評価を実現するためには、GEONET や DONET の観測データを同化する研究を推進する必要がある。さらに、

「超巨大地震から発生する津波の予測」は将来の超巨大津波発生時の被害を軽減するためにも、緊急の研究課題である。リアルタイム津波浸水予測技術の開発等、様々な手法の開発や観測網の設置が進んできているが、さらなる進歩がおおいに期待される。

最後に新技術の開発では、すでに述べたように、「海底地殻変動観測手法のさらなる開発」と「実際の津波とその波源を理解するための津波堆積調査手法の高度化」が期待される。

## 成果リスト

- Fukuda, J., A. Kato, N. Kato, and Y. Aoki, 2013, Are the frictional properties of creeping faults persistent? Evidence from rapid afterslip following the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3613-3617, doi:10.1002/grl.50713.
- 古川拓人, 2014, 東北地方太平洋沖に発生する地震の震源周波数特性の地域性, 弘前大学大学院理工学研究科修士論文.
- Gusman, A.R. and Y. Tanioka, 2013, W phase inversion and tsunami inundation modeling for tsunami early warning: Case study for the 2011 Tohoku event, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-013-0680-z
- Gusman, A. R., Y. Tanioka, B. T. MacInnes, and H. Tsushima, 2014, A Methodology for Near-field Tsunami Inundation Forecasting: Application to the 2011 Tohoku Tsunami, *JGR*, submitted.
- Hino, H., D. Inazu, Y. Ohta, Y. Ito, S. Suzuki, T. Iinuma, Y. Osada, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Kaneda, 2013, Was the 2011 Tohoku-Oki earthquake preceded by aseismic preslip? Examination of seafloor vertical deformation data near the epicenter, *Mar. Geophys. Res.*, 10.1007/s11001-013-9208-2
- Iidaka, T., and K. Obara, 2013, Shear-wave splitting in a region with newly-activated seismicity after the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planets Space*, 65, 1059-1064.
- Iidaka, T., J. Muto, K. Obara, T. Igarashi and B. Shibazaki, 2014, Trench-parallel crustal anisotropy along the trench in the fore-arc region of Japan, *Geophys. Res. Lett.*, DOI: 10.1002/2013GL058359.
- 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.
- Kato, A., J. Fukuda, and K. Obara, 2013, Response of seismicity to static and dynamic stress changes induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 40, doi:10.1002/grl.50699
- Namegaya, Y. and Satake, K., 2014, Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity, *Geophys. Res. Lett.*, 41, doi:10.1002/2013GL058678

- 行谷佑一・矢田俊文, 2014, 史料に記録された中世における東日本太平洋沿岸の津波, 地震第二輯, 印刷中
- Obana, K., S. Kodaira, M. Shinohara, R. Hino, K. Uehira, H. Shiobara, K. Nakahigashi, T. Yamada, H. Sugioka, A. Ito, Y. Nakamura, S. Miura, T. No, and N. Takahashi, 2013, Aftershocks near the updip end of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 382, 111-116
- Ohtani M., K. Hirahara, T. Hori and M. Hyodo, and Mamoru Hyodo, 2014, Observed change in plate coupling close to the rupture initiation area before the occurrence of the 2011 Tohoku earthquake: implications from an earthquake cycle model, *Geophys. Res. Lett.*, DOI: 10.1002/2013GL058751.
- Okada, T., Matsuzawa, T., Umino, N., Yoshida, K., Hasegawa, A., Takahashi, H., Yamada, T., Kosuga, M., Takeda, T., Kato, A., Igarashi, T., Obara, K., Sakai, S., Saiga, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Hirata, N., Tsumura, N., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Nakamichi, H., Okuda, T., Horikawa, S., Katao, H., Miura, T., Kubo, A., Matsushima, T., Goto, K., Miyamachi, H., 2014, Hypocenter migration and crustal seismic velocity distribution observed for the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake in NE Japan: implications for crustal fluid distribution and crustal permeability, *Geofluids*, under review.
- Putra, P.S., Y. Nishimura, Y. Nakamura, and E. Yulianto, 2013, Transport mechanisms and sources of the 2011 Tohoku-Oki tsunami deposits on coastal lowland in northeastern Japan coast. *Sedimentary Geology*, 294, 282-293.
- 田中愛幸, 2013, 巨大地震による長期的な地殻変動及び重力場変動を球体地球モデルを用いて正確に見積もるための理論計算手法について (坪井賞受賞記念論文), *測地学会誌*, 59, 1-10.
- 武村雅之・虎谷健司, 2014, 1944年12月7日東南海地震の被害統計資料の再整理—震度分布と被害の特徴—, *中部歴史地震研究年報*, 2.
- Tanigawa, K., Sawai, Y., Shishikura, M., Namegaya, Y. and Matsumoto, D., 2014, Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, *Jour. Quat. Sci.*, DOI: 10.1002/jqs.2690
- Tanioka, Y., A.R. Gusman, and K. Ioki, 2014, Real-time tsunami inundation forecast for a recurrence of 17 century great Hokkaido earthquake, *J. of Disaster Research*, in press.
- 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一, 2014, 青森県三沢市で検出されたイベント堆積物, *第四紀研究*, 53, 55-62.
- Terakawa, T., Y. Yamanaka, H. Nakamichi, T. Watanabe, F. Yamazaki, S. Horikawa, and T. Okuda, 2013, Effects of pore fluid pressure and tectonic stress on diverse seismic activities around the Mt. Ontake volcano, central Japan, *Tectonophysics*, 608, 138-148
- Sato, T., S. Hiratsuka, and J. Mori, 2013, Precursory seismic activity surrounding the high-slip patches of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 103, 3104-3114.

Uchida, N., and T. Matsuzawa, 2013, Pre- and post-seismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 374, 81-91, doi:10.1016/j.epsl.2013.05.021.

山本淳平, 長田幸仁, 太田雄策, 平原 聡, 出町知嗣, 中山貴史, 立花憲司, 佐藤俊也, 木戸元之, 藤本博己, 日野亮太, 三浦 哲, 内田雅之, 2013, 衛星通信を活用したリアルタイムGPS解析 —地上通信障害時に地殻変動を実時間で把握するために—, 測地学会誌 (受理済).

Yamamoto Y, K Obana, S. Kodaira, R. Hino, and M. Shinohara, 2014, Structural heterogeneities around the megathrust zone of the 2011 Tohoku earthquake from tomographic inversion of onshore and offshore seismic observations, *J. Geophys. Res.*, DOI: 10.1002/2013JB010582.

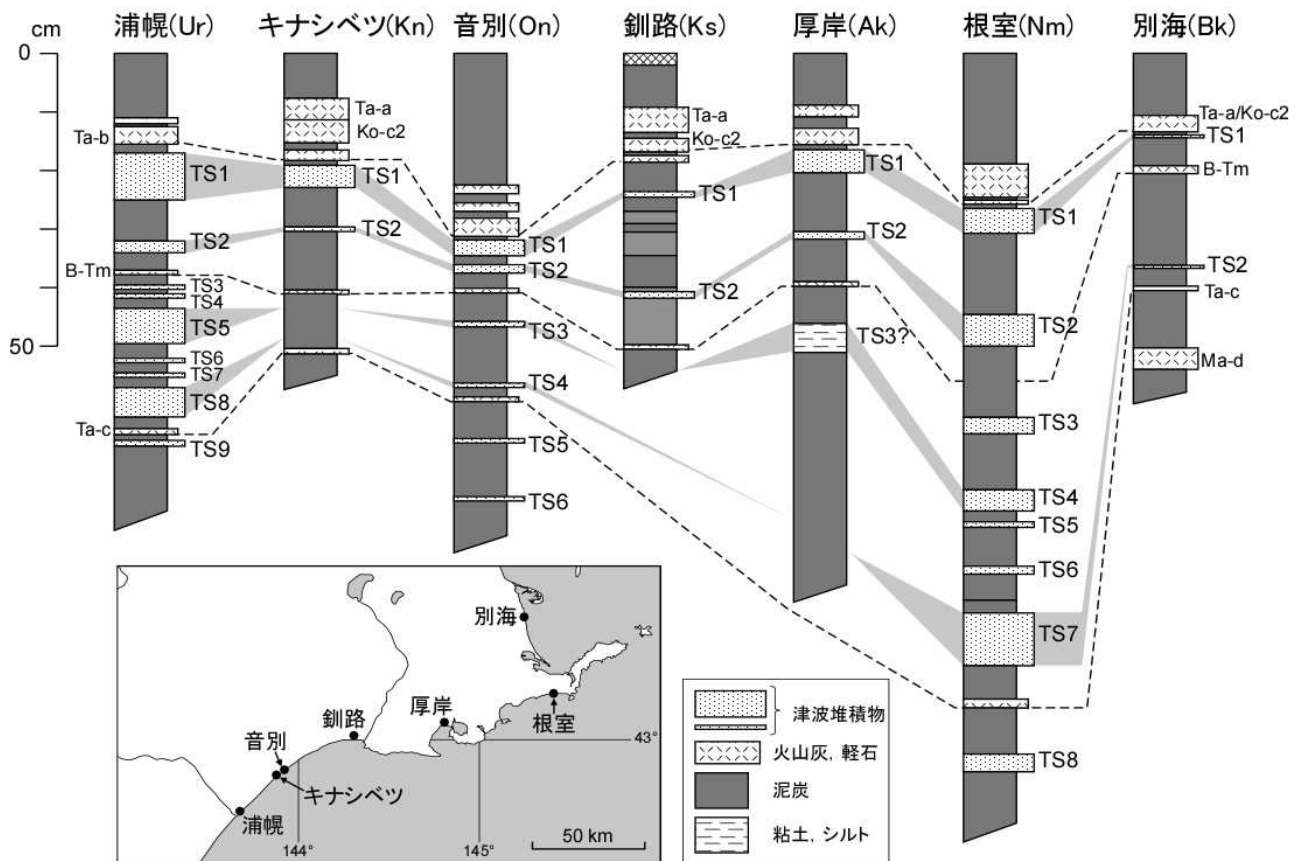


図1. 北海道東部太平洋沿岸（浦幌，キナシベツ，音別，厚岸，根室）および根室海峡沿岸（別海）における古津波堆積物の層序と対比．（北海道大学[課題番号：1002]）．それぞれの測線において典型的な層序を示す掘削地点の層序をしめす．津波堆積物の名称は，地点（測線）名の略号に，TS番号を組み合わせたものとする（たとえば，浦幌測線の最上位の津波堆積物は”Ur-TS1”とする）．火山灰の略号はTa-a：樽前a火山灰（西暦1739年），Ko-c2：駒ヶ岳c2火山灰（西暦1694年），Ta-b：樽前b火山灰（西暦1667年），B-Tm：白頭山苦小牧火山灰（約1000年前），Ta-c：樽前c火山灰（約2500年前），Ma-d：摩周d軽石（約3000年前）

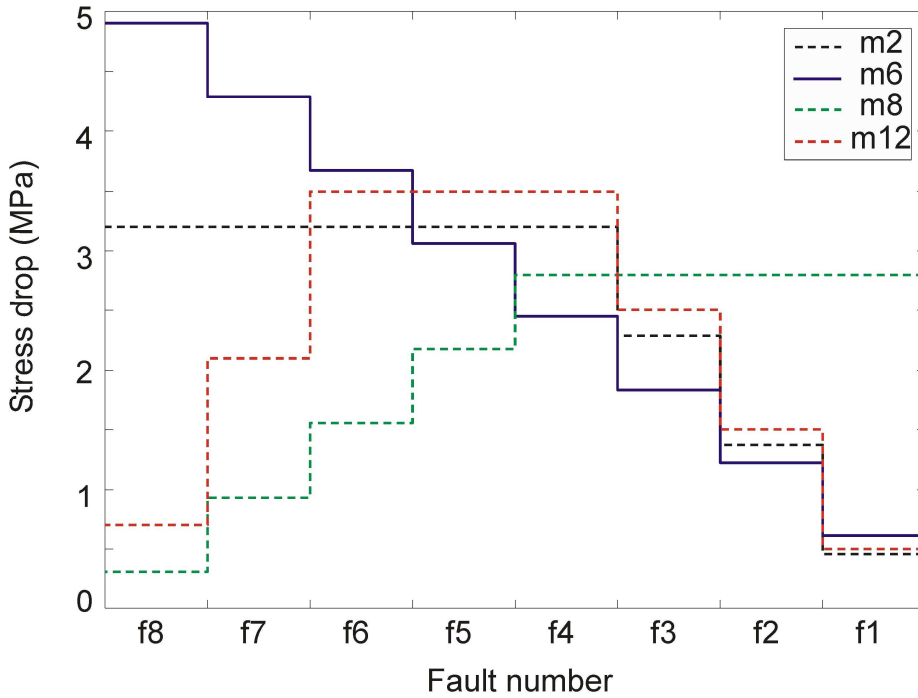


図 2. 仮定した応力降下量分布. (京都大学防災研究所[課題番号: 1815]).

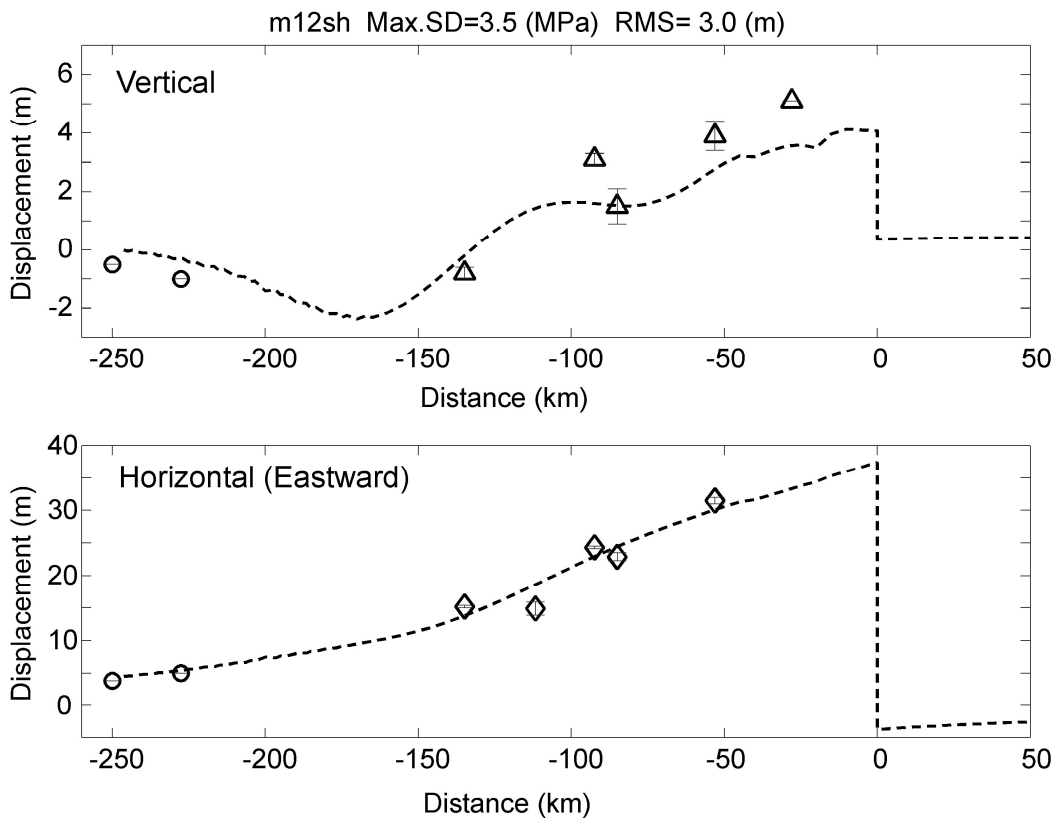


図 3. 海底面および地表面の変位の計算結果. (京都大学防災研究所[課題番号: 1815]).

上側: 上下変動, 下側: 東向きの変位. 三角およびダイヤモンドが海底地殻変動の観測データ (Sato et al., 2011, Osada et al., 2011, Iinuma et al., 2011), 丸印は, 国土地理院 (2011) による GNSS の地震時変動をコンター表示したものから代表的な値を読み取ったもの. モデル m12 の計算結果を示す.

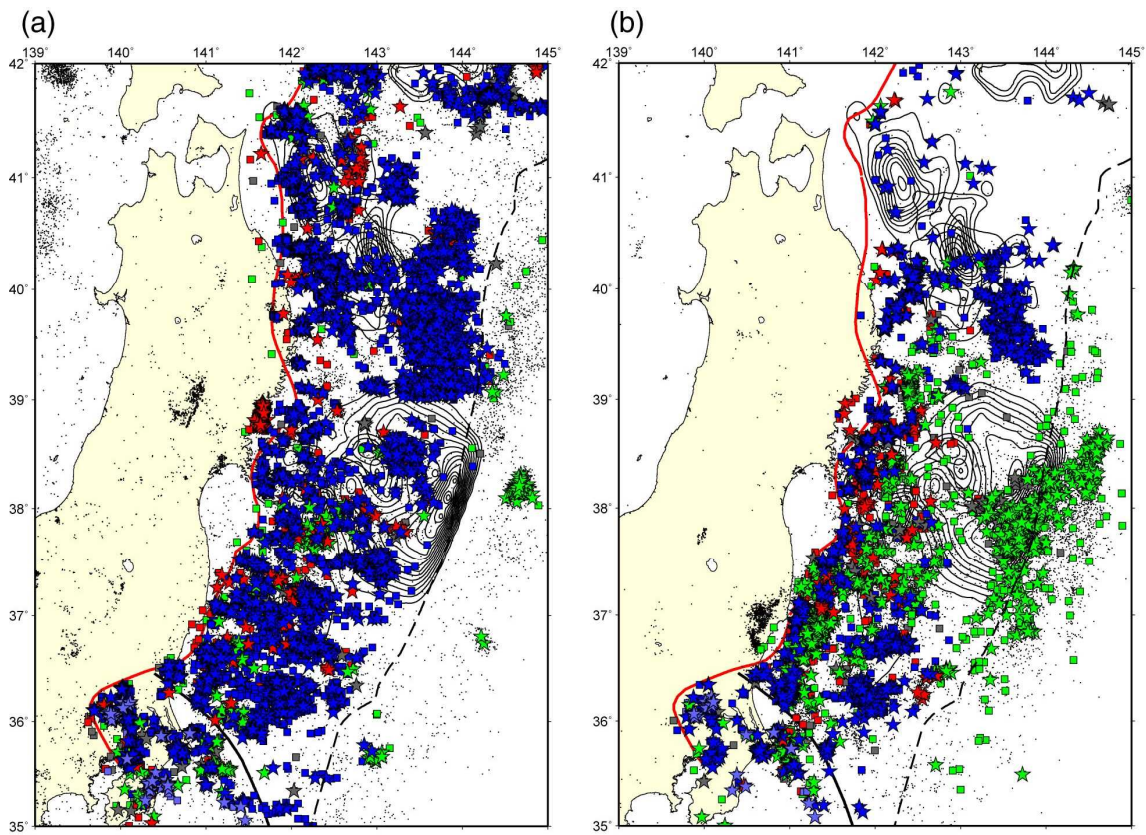


図4. 東北地方太平洋沖地震前後のメカニズムタイプ別の地震分布. (東北大学[課題番号:1219]). (a) 1984年以降2011年東北地方太平洋沖地震発生前の日本海溝沿いにおける発震機構の空間分布. (b) 2011年東北地方太平洋沖地震発生後, 2012年12月までの日本海溝沿いにおける発震機構の空間分布. 青:プレート境界型, 水色:フィリピン海プレートを下盤とするプレート境界型, 緑:正断層型, 赤:プレート境界型以外の逆断層型, 灰:横ずれ型地震を表す. また, 四角は解析においてテンプレートとして用いた地震, 星は新たにメカニズムタイプを分類した地震を示す. 赤線は低角逆断層型地震発生域の西縁 [Igarashi et al. (2001)], 黒実線はフィリピン海プレートの北東端 [Uchida et al. (2009)], 黒破線は海溝軸を示す.



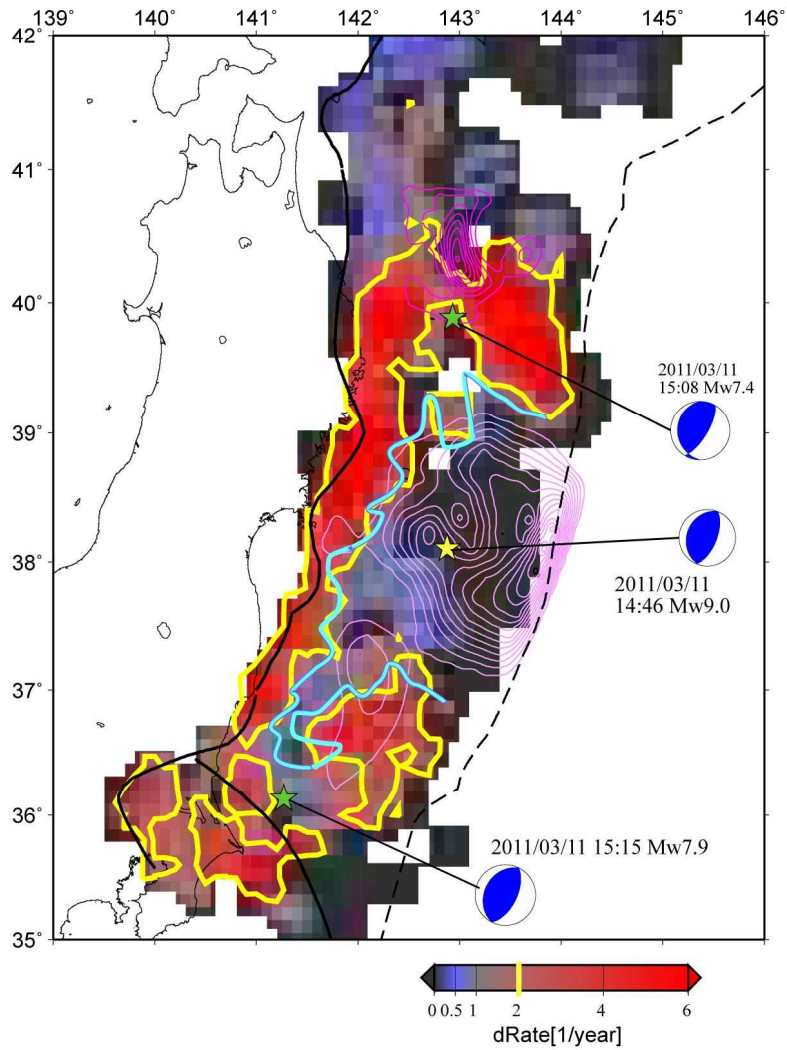


図5．2011年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界地震の発生レートの比．（東北大学[課題番号：1219]）．発生レート比が2となるところに黄線を引いた．水色線はKato and Igarashi [2012]による余震活動から推定した東北地方太平洋沖地震の地震時すべり領域を表す．発震機構解は，東北地方太平洋沖地震の本震とM7クラスのプレート境界地震の余震のものを示した．

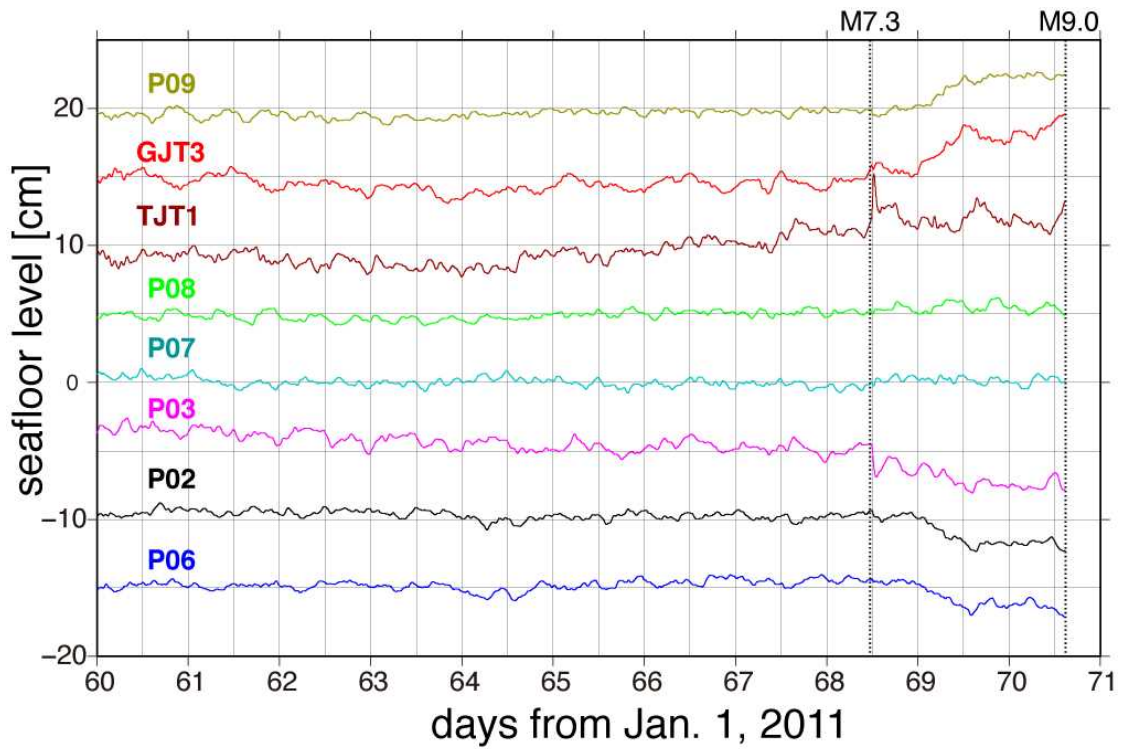


図 6 . 2011年東北地方太平洋沖地震発生直前 10 日間の海底上下変動時系列。(東北大学[課題番号: 1220])。2011年東北地方太平洋沖地震の震源域直上に設置されていた 8 台の自己浮上式海底圧力計の連続データから、海洋起源の擾乱と、3/9の最大前震 (M7.3) および3/10の前震 (M6.3) による地震時変位を除いた。

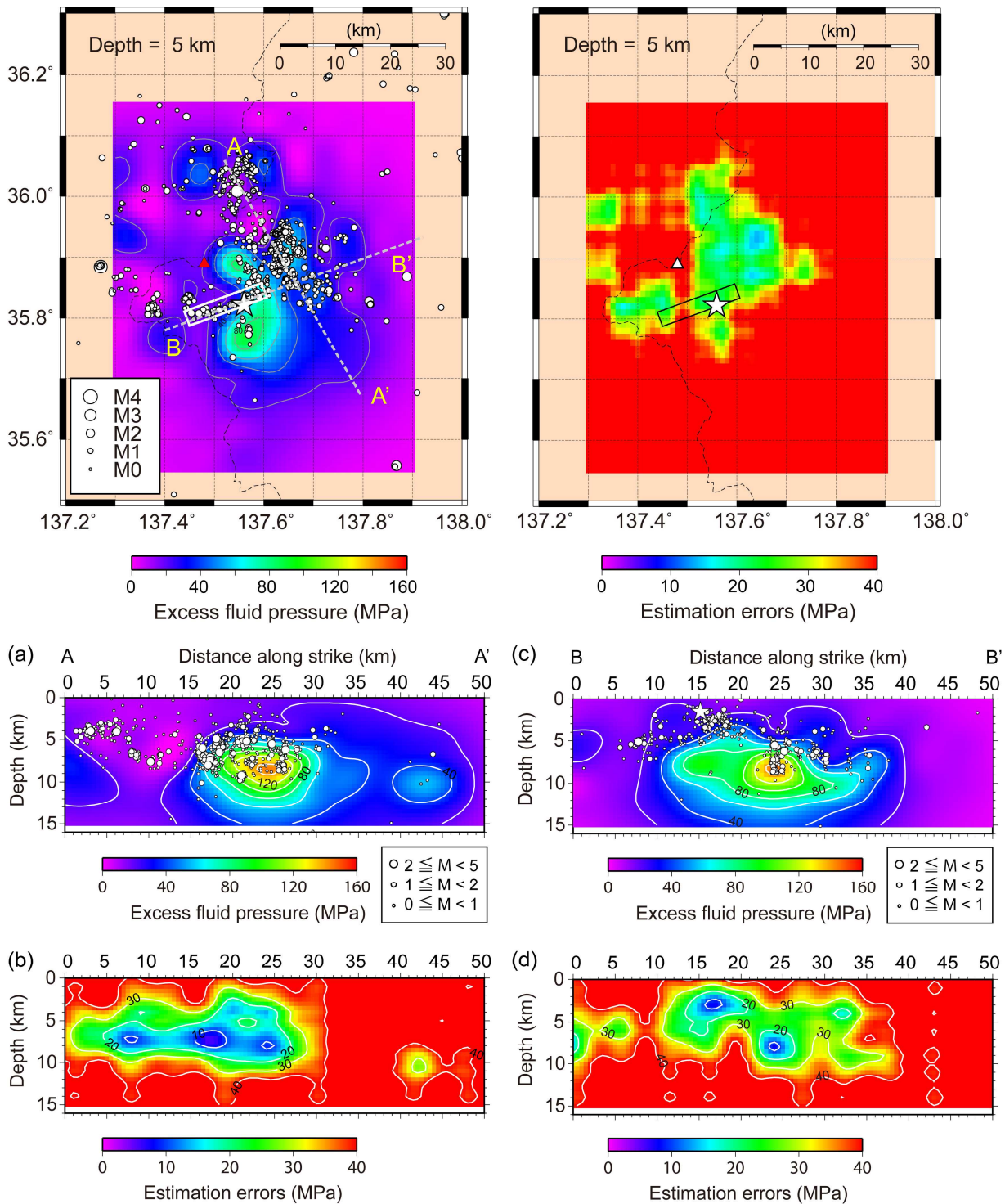


図 7. (上) 御嶽山周辺域の間隙流体圧場とその推定誤差 (深さ 5 km) (下) 鉛直断面の間隙流体圧分布. (東京大学地震研究所 [課題番号: 1444]). (上左) 間隙流体圧分布. 値は静水圧からの超過分を示す. 白い○は本研究で求めた震源分布 (深さ 3.75-6.25 km) を示す. 白い矩形と☆は 1984 年長野県西部地震の震源断層および震源を示す. グレーの破線は図 2-2 で間隙流体圧分布を示した断面の位置を示す. (上右) 間隙流体圧の推定誤差分布. (下 a) 現在最も地震活動が活発な地域の断面 (上右図の A-A' 断面). 白い○は本研究で求めた震源分布 (断面から 2 km 以内の地震) (下 b) (下 a) の間隙流体圧の推定誤差. (下 c) 長野県西部地震の震源断層に沿う断面 (上右図の B-B' 断面). 白い○は (下 a) と同様. 白い☆は 1984 年長野県西部地震の震源. (下 d) (下 c) の間隙流体圧の推定誤差.

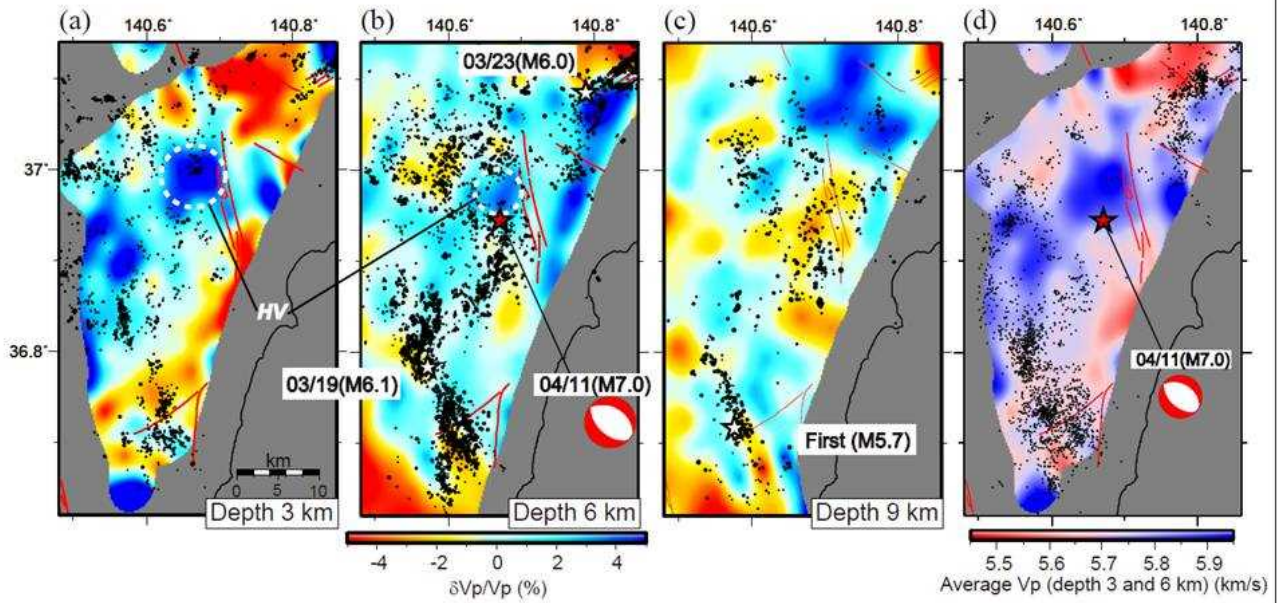


図 8. P波速度パーターベーションの深さ3 km(a), 6 km (b), 9 km (c)における分布. (東京大学地震研究所[課題番号: 1444]). それぞれの深さの1.5 km以内の再決定震源を黒点で示す. HVは高速度体を表す. (d)は深さ3 kmと6 kmの間の $V_p$ 平均速度. 小さい点は東北地方太平洋沖地震(2011年3月11日)以降M7.0福島県浜通りの地震(2011年4月11日)までの気象庁一元化カタログに掲載されている地震の震央分布を表わす. 赤線は主要活断層を示す.

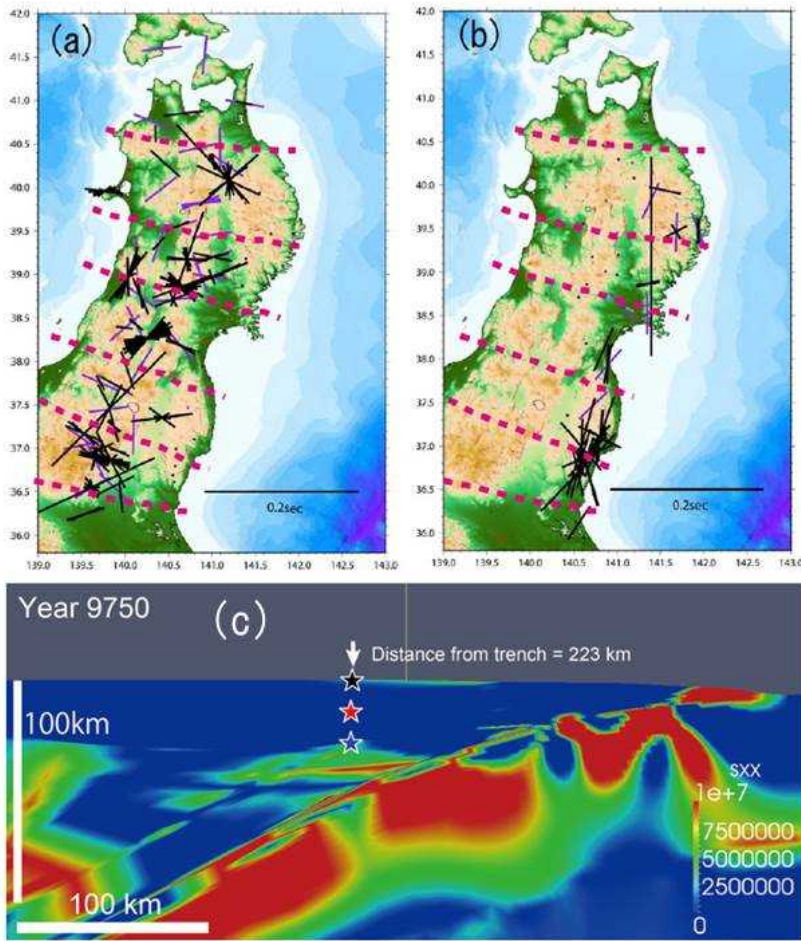


図9．S波偏向異方性の分布と応力場モデリング結果．（東京大学地震研究所[課題番号:1444]）．  
 （a， b）それぞれの観測点直下の地震に対して得られたS波偏向異方性の分布．解析領域の西側及び東側で得られた結果を（a），（b）に示す．軸の方向が速い振動方向の方位，軸の長さが速い振動方向と遅い振動方向の時間差を表す．紫の点線はKaneshima(1990)による最大圧縮場の方向である．（c）2次元有限要素モデリング開始時から9750年目（プレート境界巨大地震の10サイクル目）の応力場．青がニュートラルから東西圧縮，赤が東西伸長の応力場を示す．

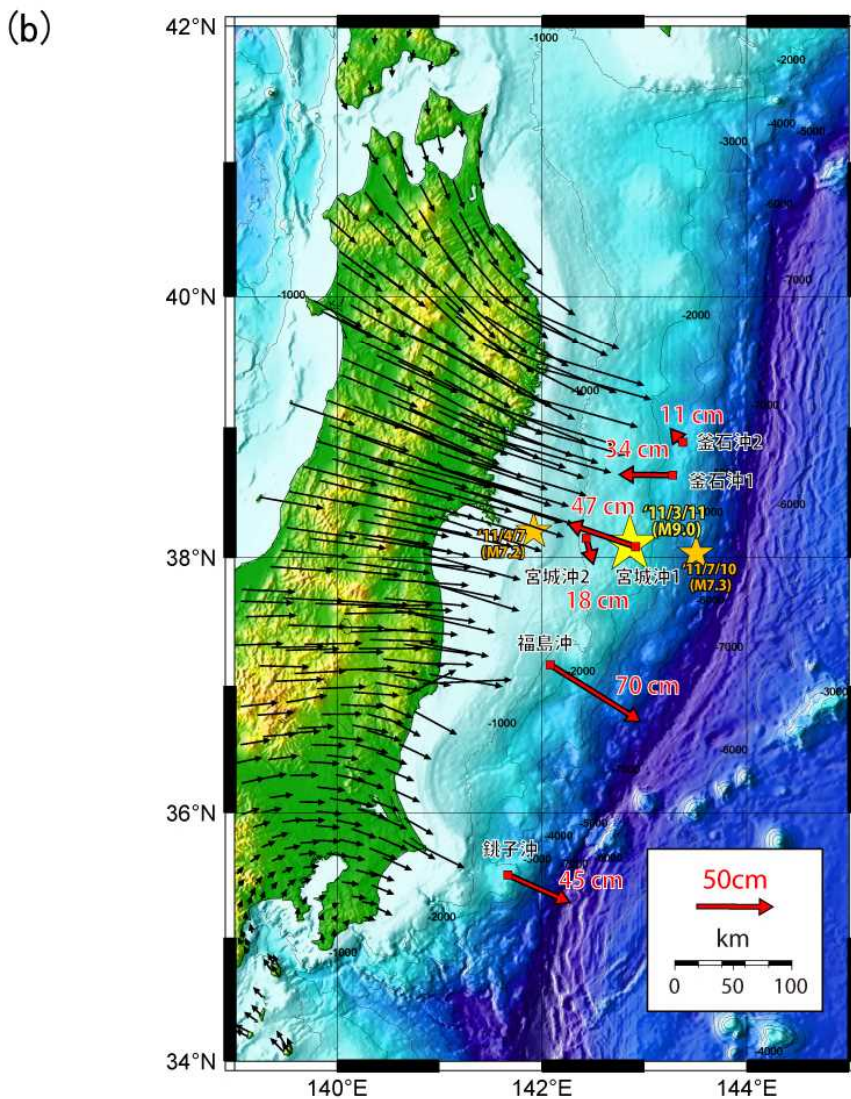
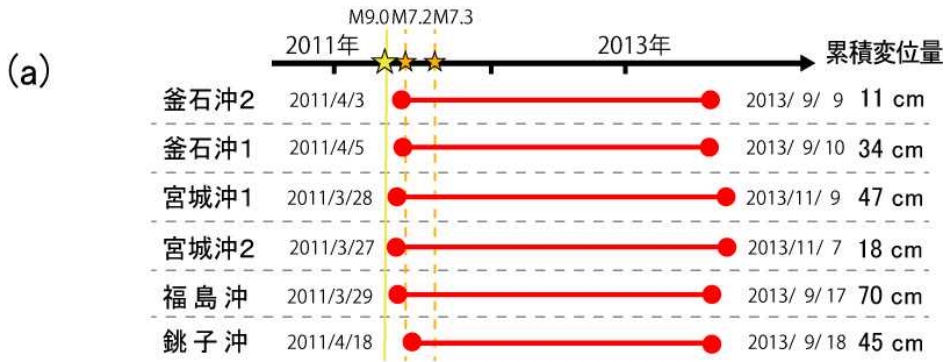


図 10. 水平方向の累積変位. (海上保安庁[課題番号: 8006]).

(a) 地震後の各海底基準点の観測期間と累積変位量 (電子基準点「福江」固定).

(b) 地震後の各海底基準点の累積変位ベクトル (電子基準点「福江」固定). 赤の矢印は, 海上保安庁の海底基準点における地震後の累積変位ベクトル, 黒の矢印は, 国土地理院の電子基準点における地震後の累積変位ベクトルを示す. 星は観測点近傍で起きた主な地震 (黄色は本震, 橙色は余震) をそれぞれ示す. 累積変位量及び変位ベクトルには, 余震による地殻変動が含まれている.

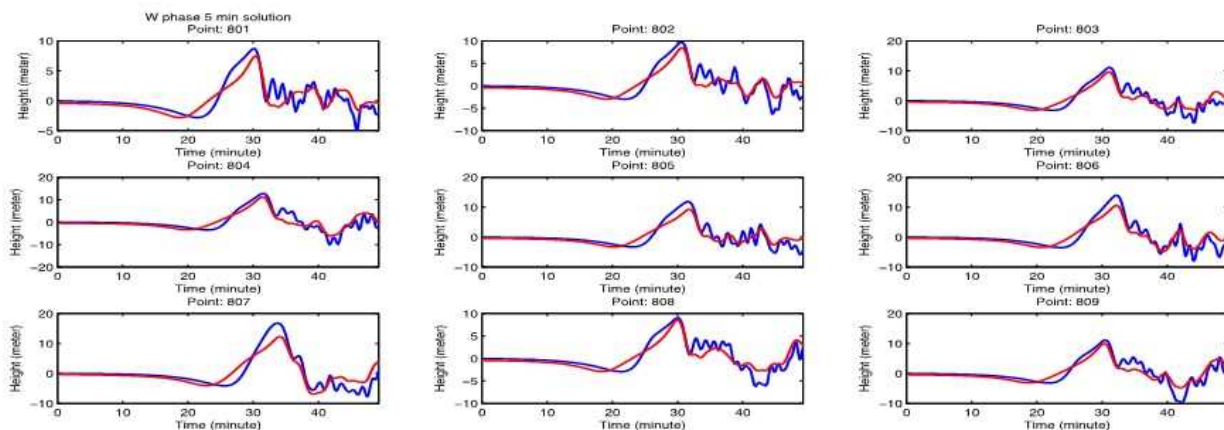
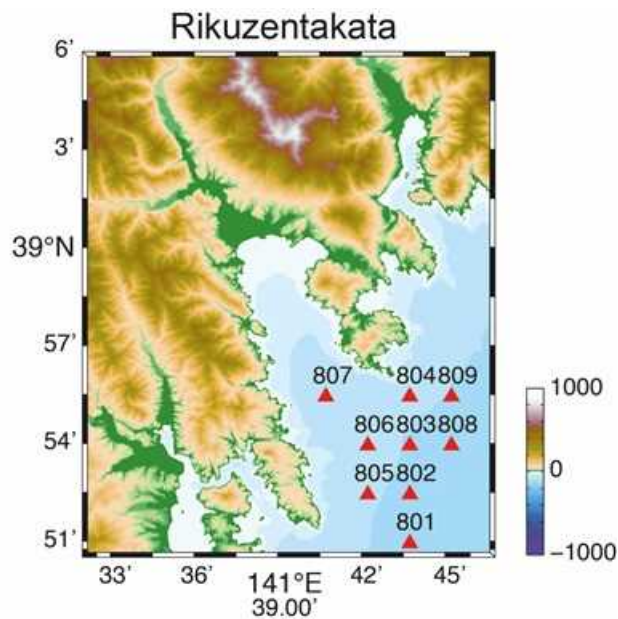


図 11. (上) 陸前高田でのリアルタイム津波浸水予測のための指標津波波形を計算し、比較する津波計算比較地点 (▲) (下) 津波計算比較地点 (上図) で、地震後 5 分の地震波形から推定された断層モデルから線形長波理論で計算された津波波形 (青) とデータベースから抽出された最適津波波形 (赤) の比較. (北海道大学[課題番号 1006]) .

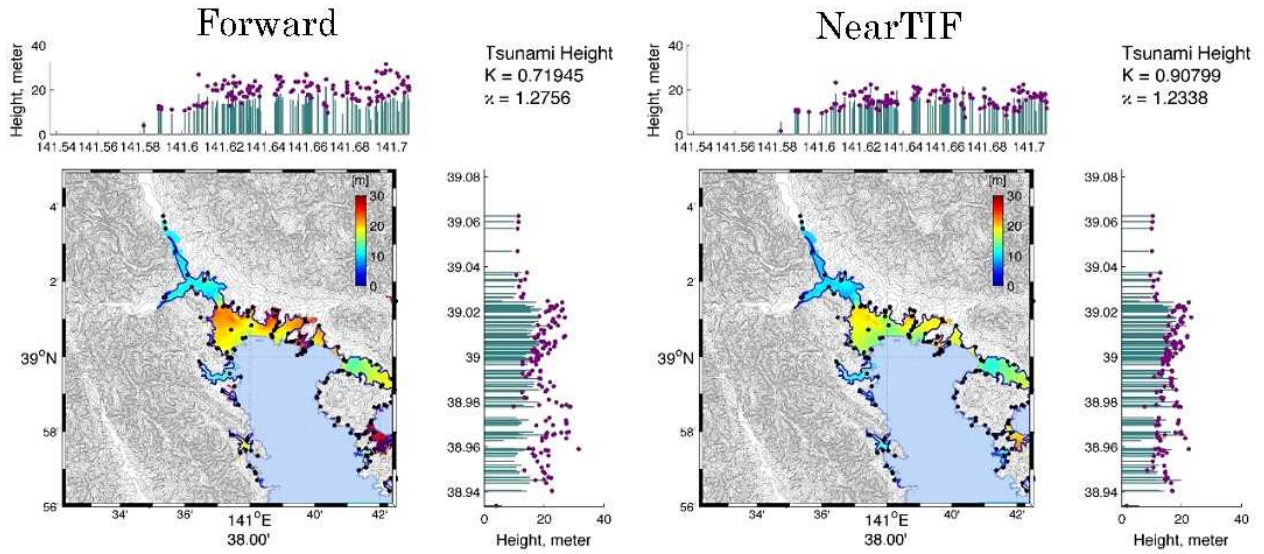


図 12. 陸前高田での津波浸水計算. 左) 断層モデルから直接津波遡上域を計算した結果と調査データ (棒グラフ) の比較 (計算時間約 2 時間), 右) リアルタイム津波浸水予測手法により抽出された最適モデルと調査データの比較 (計算時間 3 分). (北海道大学[課題番号 1006]).

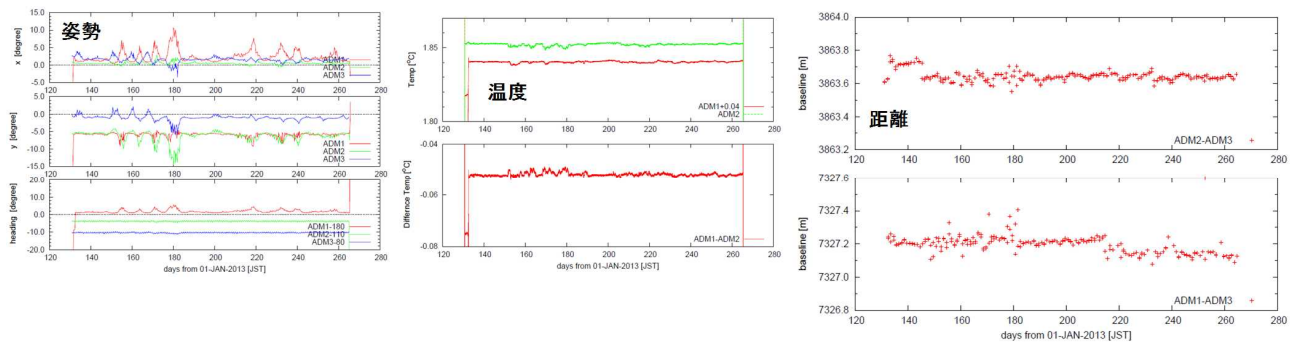


図 13. 半年の計測で得られた姿勢・温度・補正後の見かけ距離の変化. (東北大学[課題番号: 1222]).