

「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の実施状況等のレビュー

「平成 23 年東北地方太平洋沖地震」取りまとめのための資料

（実施計画個別課題の平成 23 年度分の成果報告より）

目 次

実施機関名	課題番号	頁	実施機関名	課題番号	頁
北海道大学	1 0 0 5	1	防災科学	3 0 0 1	5 5
	1 0 0 6	5	技術研究所	3 0 0 8	5 6
弘前大学	1 1 0 1	8		3 0 1 1	5 7
東北大学	1 2 0 2	1 0		3 0 1 3	5 9
	1 2 0 5	1 2		3 0 1 7	6 0
	1 2 0 7	1 7	海洋研究	4 0 0 2	6 1
	1 2 0 8	1 8	開発機構	9 1 0 0	6 2
	1 2 1 0	2 0	産業技術	5 0 0 2	6 3
	1 2 1 1	2 2	総合研究所	5 0 0 4	6 4
	1 2 1 2	2 3		5 0 0 6	6 5
	1 2 1 7	2 5	国土地理院	6 0 0 1	6 7
	1 2 1 8	2 7		6 0 0 5	6 9
	9 1 0 0	2 9		6 0 0 6	7 0
東京大学	1 4 0 3	3 0		6 0 1 3	7 1
地震研究所	1 4 0 4	3 1		6 0 1 4	7 2
	1 4 1 0	3 2		6 0 1 8	7 5
	1 4 1 2	3 4		9 1 0 0	7 6
	1 4 1 6	3 7		9 1 0 0	7 7
	1 4 1 9	4 0		9 1 0 0	7 8
	1 4 2 4	4 1	気象庁	7 0 0 2	7 9
	1 4 3 4	4 3		7 0 0 4	8 1
	1 4 3 5	4 4		7 0 0 5	8 2
	9 1 0 0	4 5		7 0 0 7	8 5
	9 1 0 0	4 7		7 0 0 8	8 6
東京大学理学部	1 5 0 3	4 8		7 0 1 2	8 7
名古屋大学	1 7 0 4	5 0		7 0 2 1	8 8
京都大学	1 8 0 2	5 1		7 0 2 4	9 0
防災研究所	1 8 0 6	5 2	海上保安庁	8 0 0 1	9 1
	1 8 1 2	5 3		8 0 0 2	9 2
	1 8 1 3	5 4		8 0 0 6	9 3

課題番号とは、「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画について」（科学技術・学術審議会平成20年建議）に基づき、設定された実施計画の個別課題の番号を示す。

「平成23年東北地方太平洋沖地震」に関わる成果で、特に課題を設定していなかったものについては、課題番号9100としている。

課題番号：1005

○実施機関名：北海道大学

○研究課題（または観測項目）名：地震に関連する電磁気現象の観測研究

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：茂木 透

○平成 23 年度のこれまでの成果の概要：

1. 地磁気地電位観測

3月11日の地震発生直後から明瞭な地電位変動が見られた。特にえりも観測所では大きな変動がみられた(図10)。開始時間は14:48 19秒でP波初動時間の1分1秒、S波初動時間より55秒後である。変動は20分位の周期で不規則に変動しており、この変動は3月12日の7:00頃まで明瞭であり、それ以降は振幅が小さくなり不明瞭になる。この現象がどのような現象に関連があるのか現時点では不明である。2003年十勝沖地震の時は地震波の到着とほぼ同時に地電位の変化が始まりすぐに減衰しているの、今回とはようすが違うようである。今後このような変動の原因を探る予定である。

2. VHF帯電波伝播異常

東北方面の電波を観測している場所は札幌観測所で青森県八戸のFM放送をモニターしていたが、明瞭な変化は見られていない。しかし、えりも観測所で89.9MHz(北海道・中標津FM局)の電波を観測していたところ、2010年6月27日より明瞭な異常が観測され(図11)、1日当たりの異常観測時間の総和は2010年10月頃をピークとして減少し、異常は2011年2月25日まで続いた。その後しばらく観測されなかったが、3月5日よりまた異常時間が増加していて、6月30日現在でも異常時間が多い状態である。

89.9MHzの電波は岩手県北部の葛巻町や種市町にあるFM放送局からも発信されており、これによる電波が異常伝播したと考えることもできる。これら場所とえりも地域とを結ぶと東北太平洋地震の震源域の北部を通る。もし、これが地震に先行する電波伝播異常とすれば、その異常観測時間の総和は20万分以上になり、えりも地域で経験的に作られた観測時間総和とマグニチュードとの関係式によれば、この総和時間はマグニチュード8~9クラスの地震に関連する。3月11日の地震後再び1日当たりの異常観測時間は増加しており、今後大きな地震が起こる可能性があるかもしれない。

3. GPSTEC(電離圏総電子数)の観測

(A) 直前に起こった電離圏全電子数の正の異常

2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)に際し、地震約40分前から震源域上空の電離圏で最大一割近くに達する全電子数(TEC)の正の異常が観測された。これは我が国に多数展開された全地球測位システム(GPS)のキャリア位相差の時系列から得られたもので、データの入手と解析はともに簡単に追試が容易である。同様の前兆変化は2010年2月のチリ地震、2004年12月のスマトラ地震、および1994年北海道東方沖地震においても見出されており、巨大地震に普遍的なものである可能性が高い。

国土地理院からftpで入手したGPS連続観測網GEONETのL1/L2の位相差をTEC時系列に変換した。図12左に、全国各地のGPS局で15番衛星を通して見たTECの地震前後の変化を示す。下に凸なカーブは、衛星仰角の変化によって電離圏を視線が貫く厚さが増加することによる見かけの変化である。地震約十分後に、地面および海面の上下運動が励起した大気中の音波が電離圏高度に到達し、地震時電離圏変動(CID)が生じている。今回注目したのは、地震の約40分前に始まって地震波が電離圏に到達するまで継続するTECの正異常である。異常分は地上局と衛星を結ぶ視線ベクトルが電離圏の最大電子密度高度(約

300 km) を貫く点(その地上投影点をSIP と呼ぶ) が震源上空にあるGPS 点で大きく(鉛直TEC で2 TECU 程度)、震源から離れるに従って小さくなる。また震源から十分に離れた電離圏では逆にTEC の負異常が見られる。なおTEC 異常はCID が治まった後に元にもどっている。このような地震直前のTEC 変化に関して、地震に伴う異常部分(UT5.2-6.0)を除いて推定したモデル(図12左のなめらかな曲線、鉛直TEC を時間の三次式でモデル化)からの差を鉛直TEC の異常に換算して地図上にプロットした(図12右)。地震直前の時点で明瞭な正のTEC 異常が震源近傍上空に分布している。なお同様の図は9/26/27 番衛星を用いても描くことができる。

この現象の普遍性を調べるため、同様の規模の海溝型地震として2010 年二月に発生したチリ地震(Mw8.8)前後のTEC 変化について、ウェブで公開されているアルゼンチンの生データを中心に東北と同様の解析を行った。これらのGPS 局から震源上空の電離圏を見た時のTEC 時系列を見ると、正のTEC 異常が今回と同じく地震の約40 分前に始まり、CID 発生まで継続していることがわかった。異常の大きさは東北地方太平洋沖地震の半分程度であった。同様のTEC 正異常は2004 年12 月のスマトラ・アンダマン地震(Mw9.2)でも見られ、地震前1 時間半に亘って鉛直TEC で3TECU を超える大きな正異常が見られた(PHKT 局、衛星20)。その他これまでGEONET で明瞭なCID が見いだされたいくつかの地震について、地震直前のTEC 異常を調べた。その結果1994 年北海道東方沖地震(Mw8.3)では小さな正異常が見いだされたが、2003 年十勝沖地震(Mw8.0)を始めとするM8 級以下の地震では地震前の正異常は確認できなかった。本現象はM9に近い巨大地震に特有なものであることがわかる。

(B) 東北地方太平洋沖地震後のTEC 変動について

2011 年3 月11 日5 時46 分(UT)の本震に伴って発生した大気波動が電離圏高度(～300 km)に伝わり、本震の約9 分後、TEC 上昇として観測された(図13a)。このTEC 上昇は過去の地震でも報告されている(例えばHeki and Ping, 2005, EPS)。その後、5TECu (1TECu=10¹⁶ electron/m²)を越えるTEC 減少が観測された。このTEC 減少は震央の東側に現れ、その後、東側に伝搬していく(図14)。震央に近いほどTEC 減少は大きい。過去にこのようなTEC 減少は報告されておらず、成因ははっきりとしたことは分からないが、大気波動による最初のTEC 上昇および減少(図14b)が津波発生場所上空であること、その後のTEC 減少東方伝搬が津波の伝播と似通っていることから、津波によって引き起こされた現象である可能性が高い。

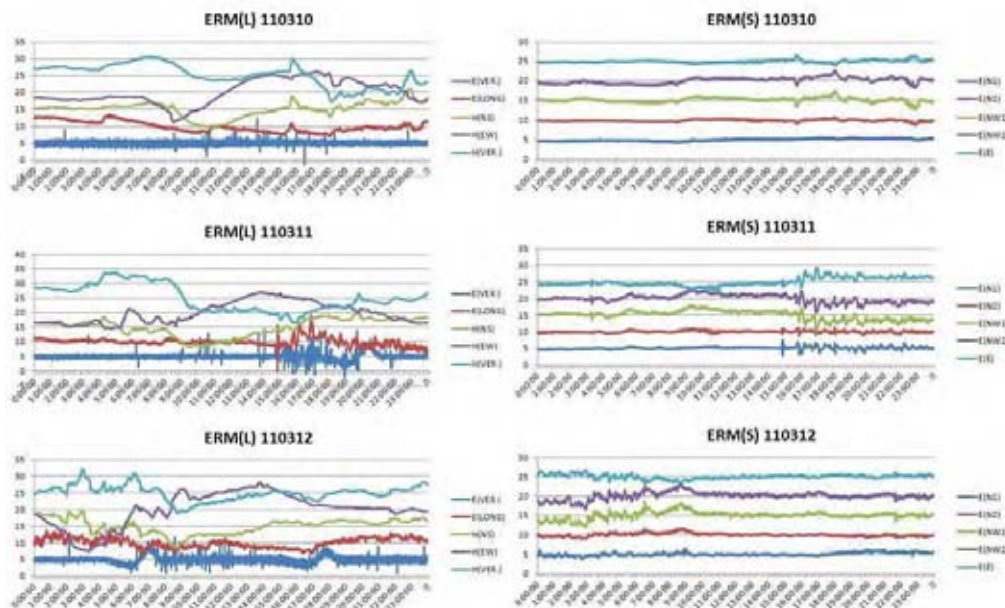


図10 左図:えりも観測所での地磁気変動および鉛直電場(観測所構内50 深坑井内)、長基線(海と直交する方向に7.5km 長の電話線を利用)電位差変動記録。右図:観測所構内の長さ約100 m電線両端での電位差変動。

ERM-89. 9Mhz

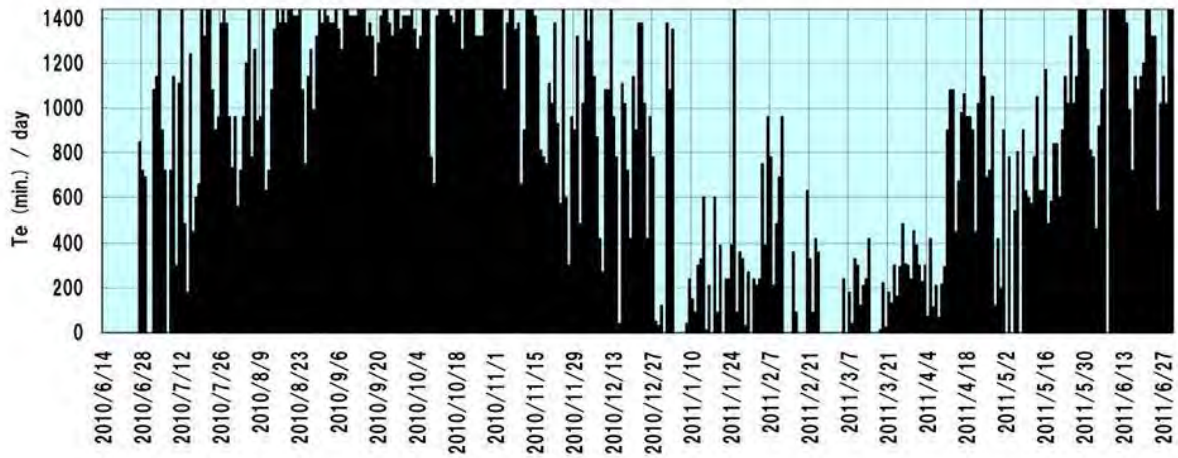


図11 89.9MHz の電波伝播異常観測記録。岩手県北部のFM 放送局からの電波伝播異常と考えられる。

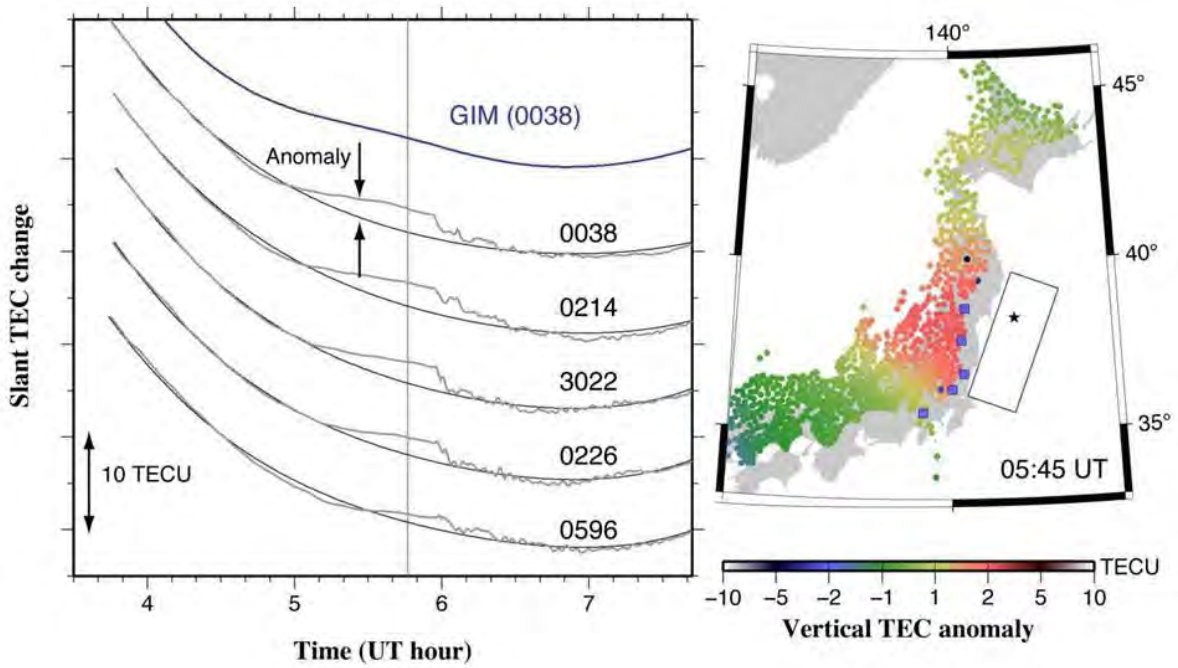


図12 左図：全国各地のGPS 局で15 番衛星を通して見たTEC の地震前後の変化。右図：地震直前のTEC 変化に関して、地震に伴う異常部分(UT5.2-6.0)を除いて推定したモデル(左図のなめらかな曲線、鉛直TEC を時間の三次式でモデル化)からの差を鉛直TEC の異常に換算して地図上にプロットした。

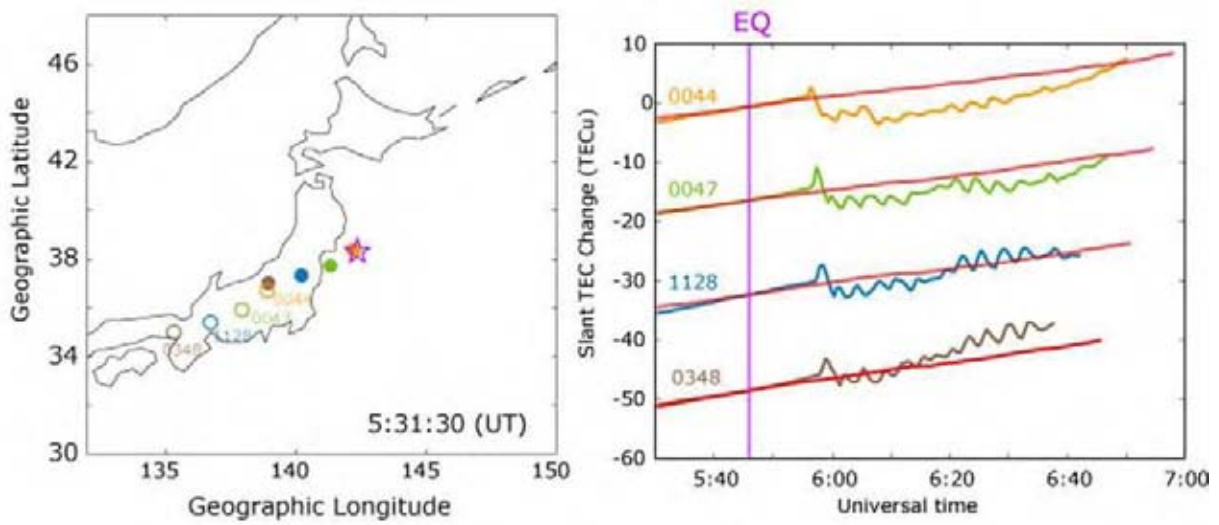


図13 (a) GPS 受信機の位置と26 番衛星のsubionospheric point (SIP) の場所. ○が受信機の位置, その横の数字は受信機のコード番号, ●がSIP の位置, 星印は東北地震の震央の位置. 観測点0044, 0047, 1128, 0348 はそれぞれ群馬県水上, 長野県箕輪, 岐阜県岐阜, 岩手県稲川に位置している. (b) 地震当日のslant TEC 時間変動と地震2 日前のslant TEC 時間変動 (赤線). 本震の時間で両者の値が一致するようにバイアスを決めた.

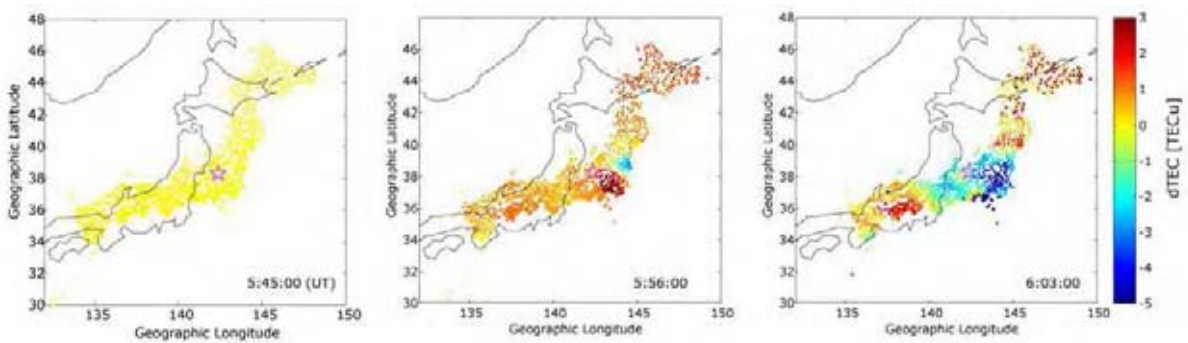


図14 26 番衛星で観測された地震当日のslant TEC と地震2 日前のslant TEC の差. 図13b と同様に本震の時間で両者の値が一致するようにバイアスを決め, その後の差を求めた. (a) 地震直前の5:45 UT, (b) 5:56 UT, (c) 6:03 UT.

課題番号：1006

○実施機関名：北海道大学

○研究課題（または観測項目）名：逐次津波波形解析による津波励起波源の推定

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：谷岡 勇市郎

○平成 23 年度のこれまでの成果の概要：

●津波予測向上のための2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程解析

2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程と津波波形データ・GPS 地殻変動データ・海底地殻変動データと用いて解析した。津波波形としてまず海底津波計（TM1, TM2（東京大学・東北大学）、KPG1, KPG2（JAMSTEC））、GPS 津波計（GPSB802, GPSB804, GPSB803, GPSB806）、DART-NOAA（21401, 21413, 21418, 21419）、検潮記録（えりも、森、勝浦（GS11）、伊東（GS19））で記録された津波波形を使用する。陸上GPSの地震時地殻変動観測記録は図7に示す（JPLftp://sideshow.jpl.nasa.gov/pub/usrs/ARIA）を使用した。それに加え海上保安庁が観測した海底GPS 音響結合式地殻変動観測データ（釜石沖1、2、宮城沖1、2、福島沖、海上保安庁）も使用した。小断層は長さ50km 幅40km とし54 個断層面上に配置した。走行202° に固定した。傾斜角はプレートの形状に沿って変化させた。GSPデータ・海底GPSデータ・津波波形データの同時インバージョンにより各小断層のすべり量とすべり角を推定した。

インバージョンにより得られたすべり量分布を図7 に示す。図7 には陸上GPS 及び海底GPS 地殻変動データと計算地殻変動の比較を合わせて示す。図8に観測津波波形（黒）と計算津波波形（赤）の比較を示す。最大で45m のすべり量が推定され、最も海溝よりでも35m を超えるすべり量が推定された。地震モーメントは 5.2×10^{22} Nm (Mw9.1) と推定された。図8を見ると長周期の津波は非常に良く再現されているが、海底津波計TM1, TM2 やGPS 津波計GPSB2, GPSB4 に見られる短周期の津波はまだ波高が足りない。Tanioka and Seno (2001) が明治三陸津波地震の津波波形解析に用いた海溝軸近傍のバックストップ前の堆積物の変形による効果（Tanioka and Seno, 2001）を計算した。大きな短周期の津波はすべり量分布だけよりも上手く説明できているのが分かった。短周期の津波の成因は明治三陸津波地震の津波が大きくなった原因として提案された付加体の効果があったと思われる。

● 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波遡上高及び津波堆積物調査

2011 年東北地方太平洋沖地震の津波の津波浸水高・津波遡上高調査は全国の大学及び関連機関が合同で調査を実施しているが、ここでは北海道大学で実施した調査結果だけをまとめる（図9）。図9 には1896 年明治三陸津波地震による津波遡上高と1933 年昭和三陸地震による津波遡上高も合わせて示す。

今回の津波は岩手県沿岸で30m を超える津波となっていることが分かる。さらに宮城県や福島県でも20m 近くの津波となっており、明治や昭和の三陸津波よりも広範囲で津波が大きくなっている様子が分かる。さらに白浜や綾里では今回の地震による津波よりも明治や昭和の三陸津波が大きかったことも明らかになってきた。今後数値計算等により、その原因を明らかにする必要がある。

2011 年東北地方太平洋沖地震の津波で形成した堆積物の分布、層相、堆積構造について詳細な野外調査をおこなった。調査範囲は、青森県三沢海岸、および、岩手県久慈市から大槌町で、なるべく自然の状態に近い海岸で調査した。下記のような特徴が明らかになった。

- 1) 津波が押しよせた海岸では、砂丘や段丘崖の侵食が顕著であった。
- 2) 津波堆積物は、侵食域の背後で厚く堆積しており、侵食域から離れると層厚は一気に薄くなるが、浸水限界まで分布する。

- 3) 海岸付近に侵食されやすい地形がないと、津波堆積物は薄く、分布はパッチ状である。また、分布域に防潮堤、崖、密度の高い森林があると、層厚は減衰する。
- 4) 津波堆積物は主に砂で、海岸からの距離に応じて細粒化する。また、軽鉱物の割合が増加する。
- 5) 津波の波高と、堆積物の厚さ・粒径の間には、顕著な関係は見られない。

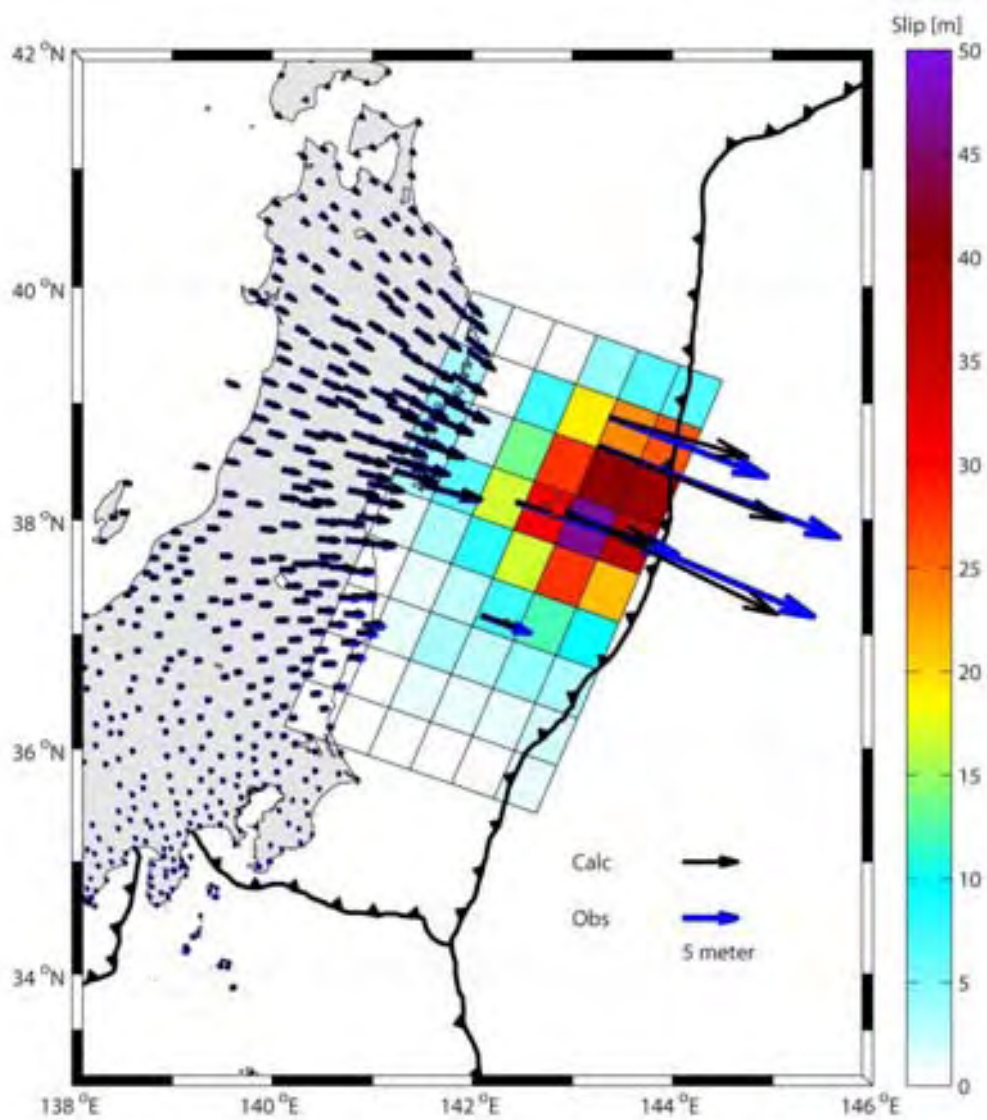


図7 観測津波波形とGPS観測・海底GPS観測による地震時地殻変動の同時インバージョンにより推定した2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布

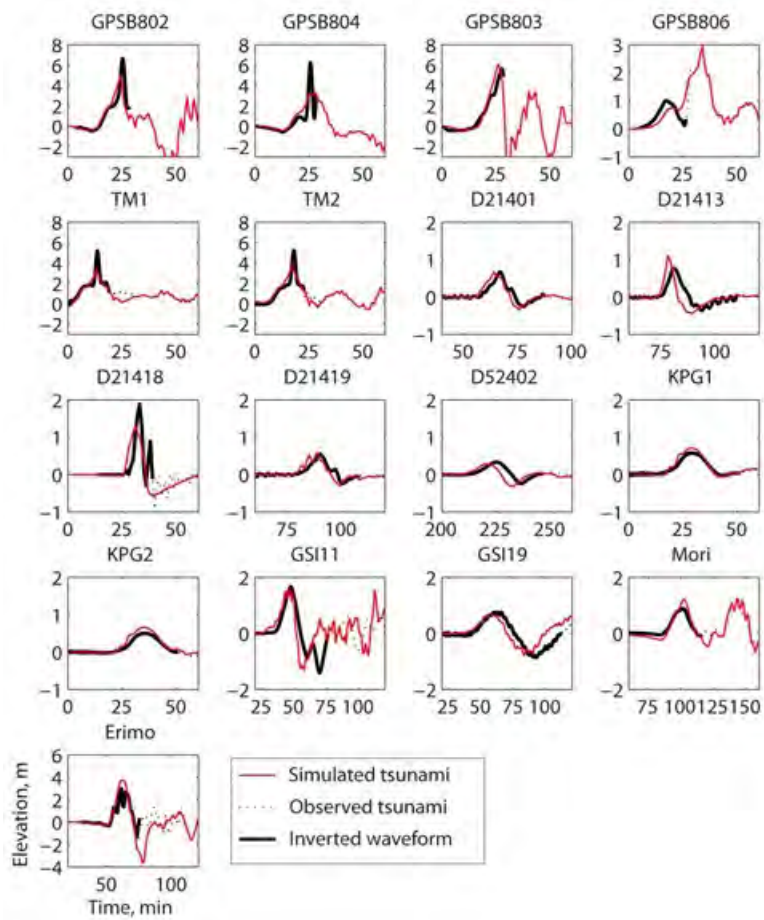


図8 観測津波波形（黒）と計算津波波形（赤）の比較

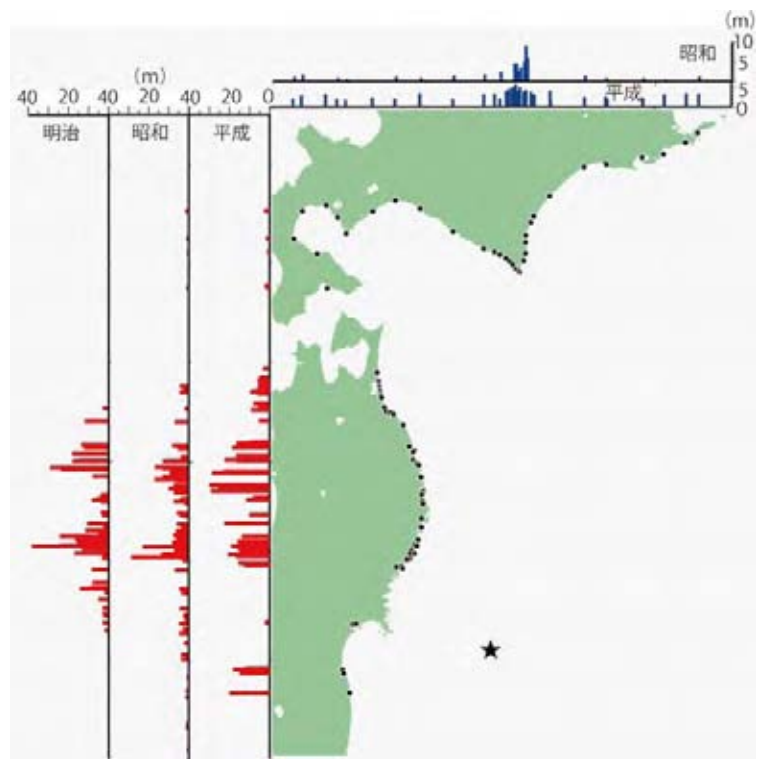


図9 2011年東北地方太平洋沖地震による津波遡上高調査結果と1896年明治三陸津波や1933年昭和三陸津波との比較

課題番号：1101

○実施機関名：弘前大学

○研究課題（または観測項目）名：
東北日本沈み込み帯のプレート境界における応力敏感構造の解明

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：小菅 正裕

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

東北地方北部の地震観測点の波形データの手動検測を行い、2011年東北地方太平洋沖地震後の同地域の地震活動の変化を調査した。海域での余震分布は、西は岩手県・宮城県の沿岸付近から東は日本海溝を越えるところまで、北は岩手県と青森県の県境の沖合まで広がっている。その中で余震活動の低調な場所は本震時のすべりが大きかったと推定される場所に、岩手県・宮城県沖合の余震活動の活発な場所は本震後の余効すべりが大きかった場所に、それぞれほぼ対応する（図4）。後者の対応関係は、余効すべりが余震活動に関与していることを示唆する。南北方向について見ると、本震時のすべりは岩手県中部の沖合まで達し、その後の余震活動は青森県との県境付近まで広がっている。しかし、1994年三陸はるか沖地震のアスペリティ領域までは及んでいない。この領域では1995年以降に顕著な余効すべりが発生したので、それによって歪エネルギーが解放され、東北地方太平洋沖地震後の余震活動がさらに北側には広がらない要因となっていると考えられる。

内陸地域においては、特に秋田県において顕著に活動度が上昇したが、東北地方太平洋沖地震前に地震活動が活発であった地域においては活動が静穏化した。2010年までの地震活動と本震発生から2か月間の地震活動を、1日当りの地震数の比に直して比較すると、東北地方北部は全般的に活動が静穏化し、秋田県中部や北部で局所的に活発化していることがわかった（図5）。秋田県内で発生した地震の震源メカニズム解は横ずれ型で、東北地方太平洋沖地震前に地震活動が活発であった地域において卓越していたメカニズム解（東西圧縮の逆断層型）とは明瞭に異なる。これは、東北地方太平洋沖地震の発生によって東西圧縮力が弱められた結果、内陸の応力場は東西圧縮の逆断層型に対しては不調和なものとなり、これまでの活動が見られなかった地域における横ずれ型の地震の発生を促進するようなものとなったことが考えられる。

さらに、本震の震源域とその周辺での地震活動、低周波イベントの発生、震源パラメータの推定、誘発地震活動の特徴の解明を目的として、岩手県内の2箇所において、広帯域地震計を用いた臨時地震観測を実施している。

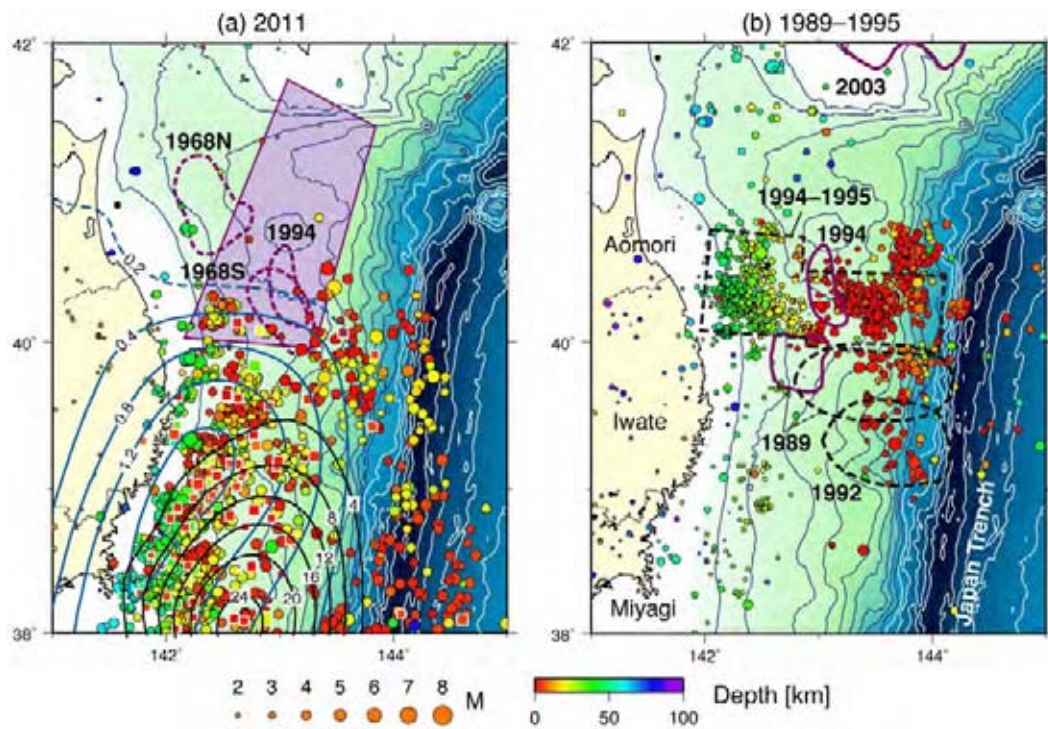


図4 (a) 2011年東北地方太平洋沖地震の東北地方北部における余震の震央分布

期間は2011年3月11日から4月1日。3月15日までは気象庁の観測値、3月16日以降は弘前大学の観測値による。丸の色は震源の深さを表す。黒と青のコンターは地震時すべり及び余効すべりの分布（国土地理院による）を表す。紫色の破線はアスペリティ、紫色の四角形は地震発生確率評価が行われた「三陸沖北部」の領域を表す。(b) 1995年の震央分布（気象庁による）。紫色の実線はアスペリティ、黒の破線は余効すべりおよびスロースリップ域を表す。

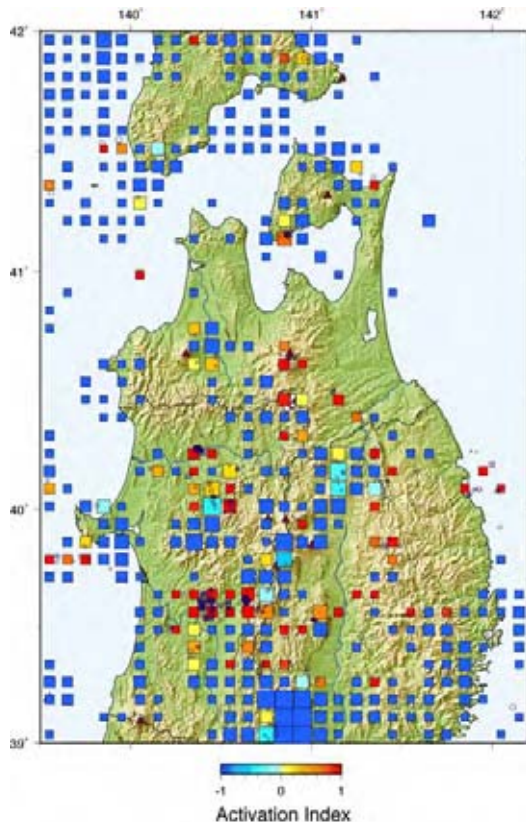


図5 2011年東北地方太平洋沖地震の東北地方北部における地震活動の変化

図の領域をメッシュに区切り、2001年から2010年までの10年間と、東北地方太平洋沖地震発生後2か月間のデータを1日当りの地震数に直し、東北地方太平洋沖地震前後での比の常用対数に応じて色を付けて示す。青が静穏化、赤が活発化を表す。四角の大きさは地震数に比例し、地震数の少ないメッシュには色を付けていない。

課題番号：1202

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：

宮城県沖プレート境界の多項目・高精度モニタリングによる大地震発生過程の解明

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：日野 亮太

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

本課題では、近い将来発生することが懸念されていた宮城県沖地震の震源域周辺における総合的なモニタリングを進めてきた。2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震（M9.0）の破壊の開始点は、こうした重点観測が行われている宮城県沖の海底下にあったため、本震2日前の3月9日に発生したM7.3の前震を含め、本震とそれに至る過程を克明に記録することができた。

図6は海底地震計のデータを加えることにより再決定された、3月9日の前震とその余震および3月11日の本震の震源分布である。本震に至るまでの地震活動の中心は、その破壊の開始点より海溝側に広がっている。この領域は通常から地震活動が活発な地域であり、2005年に発生した宮城県沖の地震の発生直後や2008年に、M6程度の地震を含む群発的な地震活動が見られている。今回の前震活動の震央分布を、海底地震観測のデータを用いて決定された2002～2009年の震央分布と比較すると、良い一致を示しており、定常的な地震活動と前震活動の分布パターンの中に明瞭な差異を見いだすことはできない。

前震による地震時地殻変動は、陸上のGPS観測網とともに宮城県沖の海域に設置された海底圧力計によって観測されている。すべり一定の矩形断層を仮定して、これらのデータから前震の断層モデルを推定すると図6のようになる。前震の震央分布の広がりは、推定された断層の東側では大局的に一致しているが、破壊の開始点より陸側では、断層が推定された範囲の余震活動が低調である。しばしば指摘されているような、地震時すべり量と余震活動の相補的関係を仮定すれば、この余震活動が低調な領域はすべり量が特に大きかった領域に対応するのかもしれない。

日本海溝で発生するM7級の地震では余効変動がしばしば観測される。3月9日の地震後にも余効すべりが認められた。図7は歪計・GPSおよび海底圧力計によって捉えられた3月9日の地震後の地殻変動である。地震発生後も継続する変動が共通に捉えられており、余効すべりがあったことが強く示唆される。現時点では、すべり量とその分布の推定には至っていないものの、GPSで観測された変位ベクトルの方向を、3月9日の地震時とそれ以後の期間とで比較すると、地震後の期間は有意に南側に偏っており（図8）、このことは余効すべりが前震の震源域よりも南側に拡大したことを示唆する。3月9日の前震後の地震活動が南側に拡大する傾向にあったことが指摘されているが（たとえば、Ando and Imanishi, EPS, 2011）、こうした地震活動の空間変化は余効すべりの拡大に伴ったものである可能性が高い。

本震の破壊開始直後には3秒間程度の初期破壊フェーズがあったことが指摘されているが（Ide et al., Science, 2011）、この初期破壊フェーズから大振幅の主破壊に移行する様子は、海底地震計の波形記録でも認めることができる。初期フェーズの継続時間は観測点ごとに異なっており、主破壊の開始点が初期破壊の開始点（初動走時から決定される震源）と一致しないことがわかる。そこで、震源と主破壊の開始点との相対的な位置関係を推定したところ、主破壊の開始点は震源の5.2 km 東側にあつて、初期破壊開始との時間差が3.3秒であったことがわかった（図6）。

本震の破壊によるすべり量は平均でも20mを超えており、それに伴う大規模な地殻変動が海陸で観測されている。宮城県沖の海底では、GPS/音響結合式（GPS/A）地殻変動観測によって最大31 mの水平変

位が観測された（課題番号1217、Sato et al., Science, 2011）他、海底圧力計によって最大5 mの隆起が観測されている（課題番号1206）。こうした海底地殻変動観測の結果と陸上GPS 観測の結果をあわせて断層すべり分布を推定した結果を図9に示す。これによれば、地震時すべりが特に大きいのは震源よりも海溝側の領域であって、50 mを超えるような非常に大きなすべりがあったと推定される。この領域では地震時の動的破壊が自由表面（海溝軸の海底）にまで及んだという指摘もあり（Ide et al., Science, 2011）、推定されたきわめて大きなすべりはその影響であると考えられる。一方で、海溝近傍のすべりが大きかった領域の南北方向の拡がりは50 km 程度と、震源断層の長さには比べれば小さい。自由表面にまで破壊が及んだ領域は破壊の開始点のすぐ東側の範囲に限られており、そうした破壊は海溝軸に沿った進展をあまり見せなかったためと推測される。

本震後はGPS 観測点で余効すべりによると考えられる変動が見られており、本学が展開しているGPS 観測網でもそうした変動が捉えられている。海底圧力観測でも対応する変動が捉えられているが、宮城県の内陸部分では隆起が見られているのに対して、海底では沈降傾向にあることは興味深い。

こうした地震・測地学的な観測に基づく研究の他、地球化学的なモニタリングも進めている。福島県立医科大学（福島市）の通気式電離箱のデータを用いて、東北地方太平洋沖地震前の大気中ラドン濃度変動を解析した。屋外空気中のラドン濃度に関する通気式電離箱での測定指示値は、年周変動しながら経年的に減少する傾向にあったが、2010年6月頃から年周変動のパターンが崩れるとともに増加傾向に転じた。同年12月初旬からは指示値は減少を始めたが、その後東北地方太平洋沖地震の本震時までほぼ一定の値で推移していたことが明らかとなった。

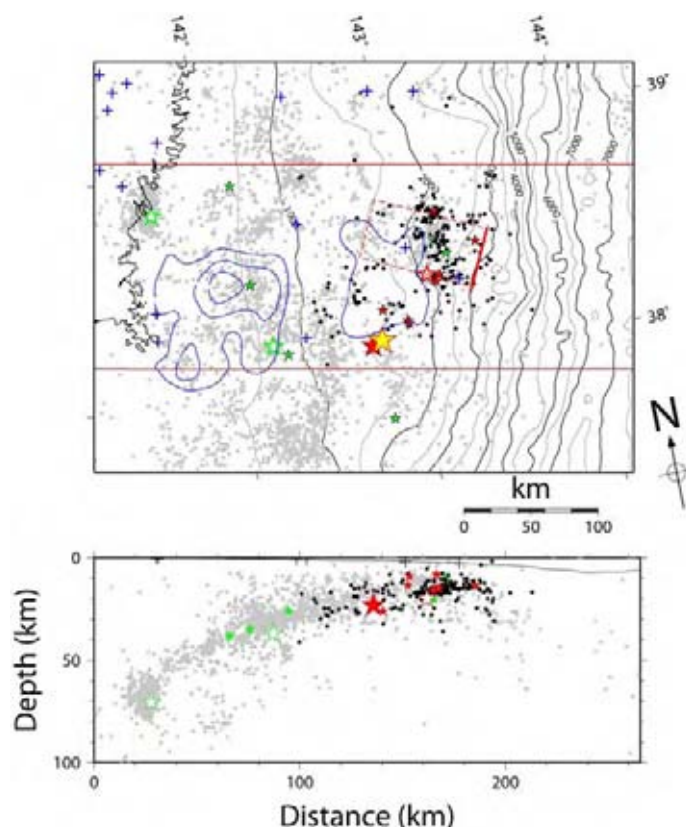


図6 2011年3月9日に発生したM 7.3の前震（赤白抜星）から3月11日のM 9.0の本震（赤大星）までに発生した地震の震源分布（黒丸）。小赤星はこの間に発生した地震のうちM6級のもの。灰色丸は2002年から2009年までの地震のうち、OBSのデータを使って走時残差0.5秒以下で決定されたもので、そのうち、M6以上のものを緑星でM7以上のものを緑白抜星で示した。震央分布中の黄色星は観測波形にみられる大振幅位相の立ち上がりと初動との走時差から推定した主破壊の開始点。赤色矩形は前震に対する断層モデル。

課題番号：1205

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：アスペリティの特性解明に向けた観測研究

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：日野 亮太

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

従来、日本海溝陸側斜面下では、M7～8程度の地震に対応する離散的なアスペリティ分布が推定されていて、それと地下構造との関連からアスペリティの実体に関する研究が進められてきた。しかし、2011年東北地方太平洋沖地震時には海陸プレート境界のきわめて広い範囲で大きなすべりを示していて、これまでの「非アスペリティ」とされてきた領域の摩擦特性が注目されるようになってきた。そこで、本課題では日本海溝陸側斜面下の地下構造と今回の地震の震源位置や地震時すべり量分布との関係について研究を進めている。

図6は課題番号1202で実施されてきた宮城県沖における海底地震観測のデータを用いて再決定された3月9日の前震から3月11日の本震までの期間に発生した地震の震源分布と、こうした地震活動がみられた宮城県沖における人工地震探査で得られたP波速度分布との比較である。前震とその余震活動の中心は沈み込む太平洋プレートと上盤（東北日本弧）側の地殻とが接しているプレート境界面で発生していたことがわかる。さらに、本震の震源（破壊の開始点）付近を境に、プレート境界の上盤側の物質が地殻（海溝側）からマントル（内陸側）に変化している。ここでは、プレート境界面の傾斜角度も急変しており、こうした構造の不連続的な変化点と破壊の開始点が一致しているのは興味深い観測事実である。前震活動の範囲は海溝側に明瞭なカット・オフを示しており、海溝軸のすぐ陸側の30 km程度の幅の領域はほとんど微小地震活動が見られないが、この領域では上盤側のP波速度が極端に小さい。この領域は海底地殻変動観測などから非常に大きな地震時すべりがあったと推定される範囲（課題番号1202）とほぼ一致しており、低P波速度を示す未固結堆積物の存在が、本震発生までは非地震的でありながら地震時に大きなすべりを伴うという、この領域のプレート境界面の摩擦特性と深い関係にあることを示唆する。

東北地方太平洋側の海域下の地震波速度構造が示す広域・長波長の不均質は、陸上観測網で検測されるP・S波の他、depth phaseの一種であるsP波の走時をあわせたトモグラフィ解析により推定されている。その結果は、この領域では明瞭な南北方向の構造不均質があり、宮城県沖を中心に高速度異常域が見られるのに対して、その南北の岩手県沖および福島県沖では低速度異常が見られる（図7）。この分布を東北地方太平洋沖地震のすべり分布と比較すると、すべり量が特に大きい範囲が高速度異常域の広がりとはほぼ一致しており、今回の巨大地震においても、構造不均質に起因する摩擦特性の変化がすべり過程を制約している可能性が指摘できる。また、大きな地震時すべりは震央位置よりも海溝側であって、図6の構造断面とあわせて考えると、今回の地震のすべり量は、スラブー前弧マントル接触域に比べて、スラブー地殻接触域において特に大きかった可能性が高い。

本課題の平成22年度の成果として（上述）、前弧マントル内の不均質構造と宮城県沖地震のアスペリティの範囲との間の対応関係を指摘した。東北地方太平洋沖地震のすべり分布は、スラブーマントル接触域においては、宮城県沖地震の震源の範囲に極大をもつように見え、その範囲では高P波速度、高S波速度、低 V_p/V_s 比（図8）という特徴を示す。従って、今回の地震も、宮城県地震の破壊と同様に、前弧マントル内の不均質構造の影響をうけたすべり分布となっている可能性が指摘できる。

また、本課題では、東北地方太平洋沖地震の余効変動の観測強化を図るために、海底地殻変動観測の強化を図っている。具体的には、GPS/音響結合（GPS/A）方式海底地殻変動観測の観測頻度の向上と、海底圧力観測網の増強である。GPS/A方式海底地殻変動観測については、地震直後（4月）に大きな変位を観測した宮城県沖の観測点において5月（実施済み）、7月（現在観測準備中）、10月（予定）、11月（予定）に再測量を実施するほか、福島県沖と日本海溝海側斜面（宮城県沖の東側）に新規観測点の増設した。海底圧力観測については、宮城県沖の観測網の増強と本震破壊域の北側延長の岩手～青森県沖の海溝軸近くに観測点を増設した。

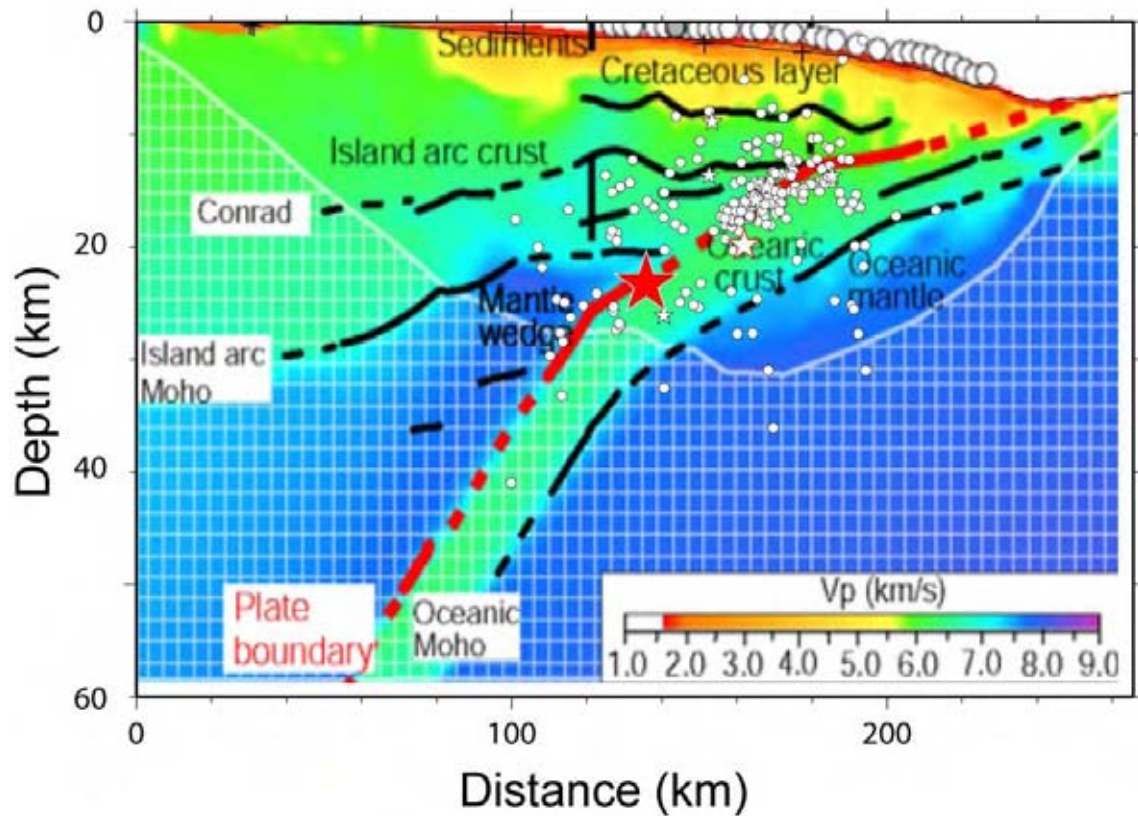


図6 海底地震計のデータを用いて再決定した3月9日の前震（白星）とその余震（白丸）および3月11日の本震（赤星）の震源深さ分布。背景は人工地震探査による前震一本震活動域における2次元P波速度構造モデル(Ito et al., GRL, 2004)。

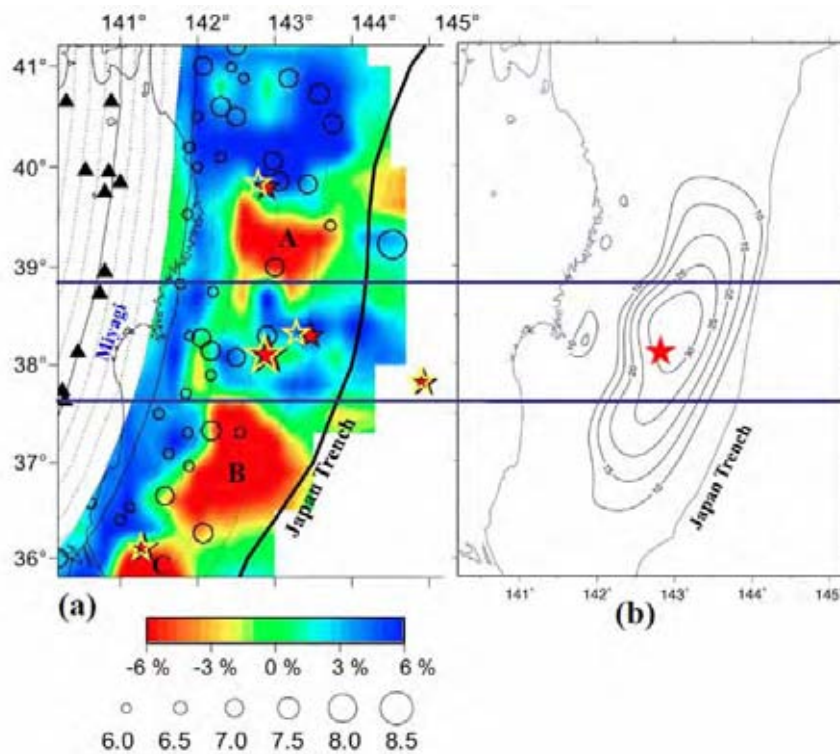


図7 (a) 東北地方太平洋側のプレート境界面直上におけるP波速度異常の分布。A, B, C に顕著な低速度異常が認められる。○は1900~2008年に発生したM6以上の地震の震央。星印は前震、本震と3月11日に発生した大きな余震の震央で赤が再決定したもの、黄色は気象庁によるもの。(b) 本震時のすべり量分布(内田・飯沼, 2011)。星印は本震の震央。

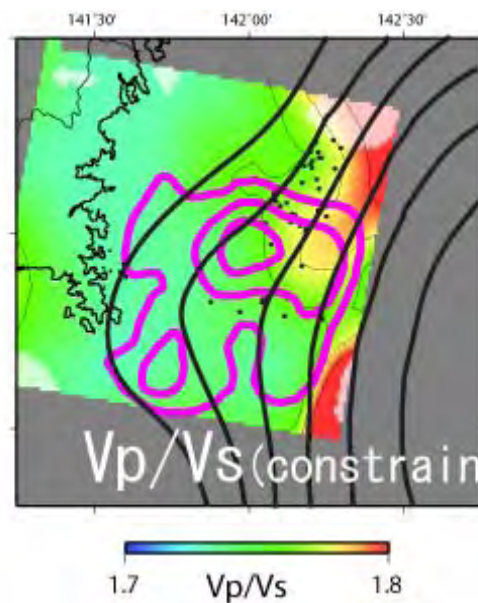


図8 宮城県沖のプレート境界面直上における V_p/V_s 比の空間分布。コンターはOzawa et al. (Nature, 2011)による東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(4 m 間隔)。

課題番号：1206

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：

ゆっくり滑りの発生機構とアスペリティとの相互作用の解明

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：伊藤 喜宏

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

プレート境界型地震の発生に至る過程の理解および海溝軸近傍におけるゆっくり地震の理解を目的として、宮城沖で自己浮上式海底水圧計を用いた観測を2008年以来実施してきた。この宮城沖の海底水圧観測により、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(M9.0)および3月9日に発生した「前震」(M7.3)に伴う海底水圧変化を観測することができた。

観測中の海底水圧計のうち、Site1に設置された水圧計1台を地震後の3月27日に回収した。Site1において観測された圧力記録を図3に示す。一般に海底における圧力記録では潮汐成分と機器のドリフトに伴う見かけの変動が卓越するが、本震発生時(434日)には、明瞭なステップ状の変化が観測された(図3)。本震に伴い観測された水圧変化は、約500hPaの減少で5mの隆起に相当する。また、3月9日の前震に伴う水圧減少は2.1hPa(約2cm隆起)であった(図4)。

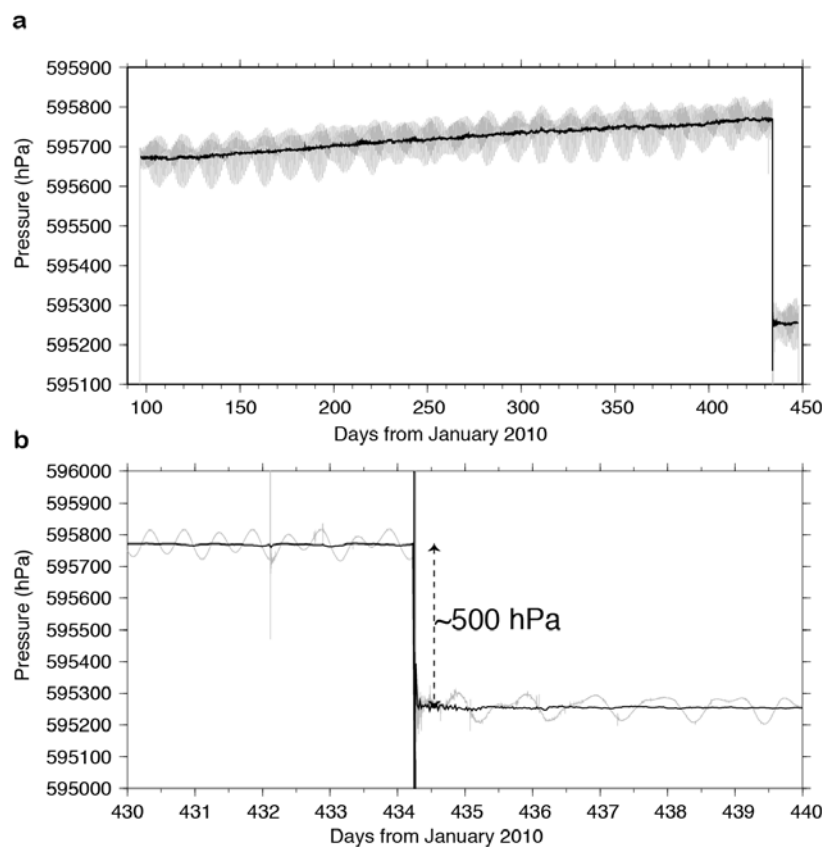


図3 Site 1の海底水圧計記録

a. 2010年4月から2011年3月末。b. 2011年3月7日から2011年3月16日。観測機関元の観測波形記録(灰色)では潮汐成分が卓越する。黒線は元記録から潮汐成分を取り除いたものを示す。時間はUTで示した。

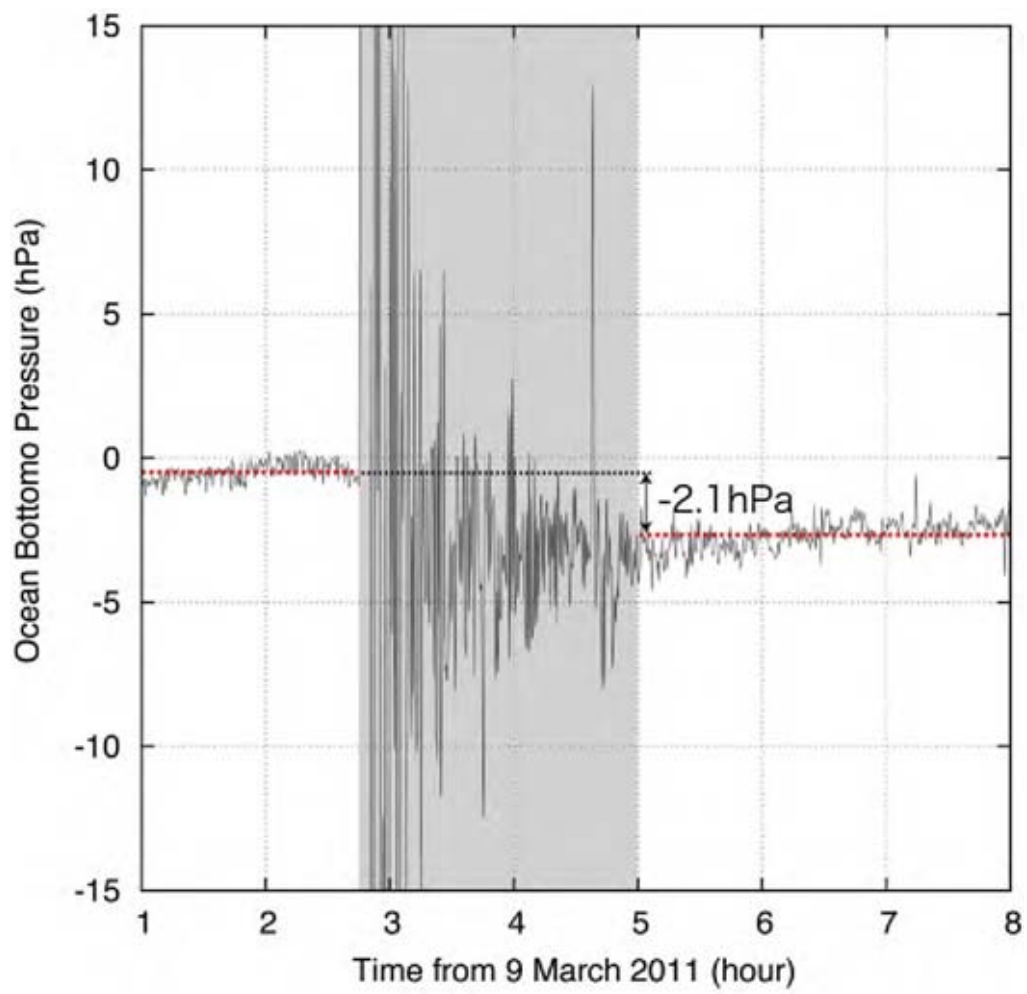


図4 前震に伴う海底圧力変化

2011年3月9日に発生した前震（M7.3）に伴うSite1の海底圧力変化を示す。約2cmの隆起が観測された。

課題番号：1207

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：内陸地震発生過程の解明

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：岡田知己

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

2011年東北地方太平洋沖地震後に発生した東北地方の内陸地震について、メカニズム解と震源分布から断層面を推定した。3/11以降の活動は3/11以前に活動の高い領域およびその周辺におよそ見られ、地殻中深部に分布する地震波低速度域の周囲に分布する。東北地方中央部では横ずれ断層型が確認され、またP軸の向きは北東-南西方向を向くことから、応力場の広域的な変化が示唆される。推定された断層面に対する2011年東北地方太平洋沖地震のすべりによるクーロン応力変化は正であり、これらの地震は2011年東北地方太平洋沖地震による正の影響をうけて発生したと考えられる（図5-1）。

(Okada et al., 2011)

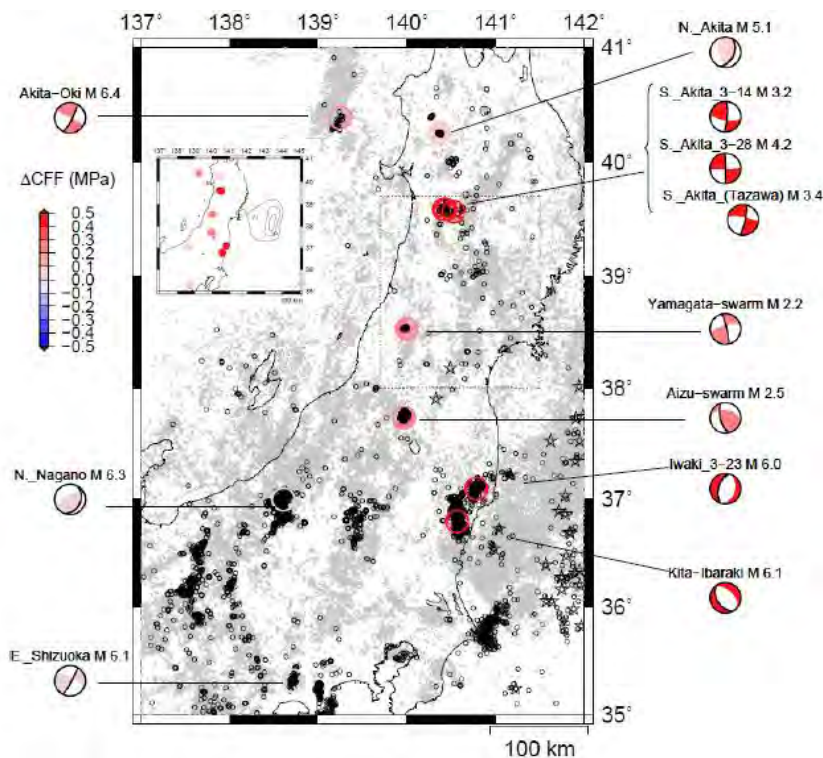


図5-1 断層面とクーロン応力変化 (Okada et al., 2011)。

メカニズム解と震源分布などから推定される断層面（太線で示す節面）に対するクーロン応力変化の値を○の色で示す。Coulomb3.2(Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005)を使用した。いずれの断層に対しても、クーロン応力変化については正の値が推定されている。

ここでは東北地方太平洋沖地震のすべり量分布としては、Hayes (USGS, 2011)を使用した(挿入図：コンターはすべり量分布(10m 間隔))。摩擦係数は0.65としている。あわせて、気象庁一元化震源による3/11-4/11の深さ20kmより浅い地震の震央分布(黒丸)、灰色の○は3/11以前の浅い地震の震央分布を示す。☆はM5以上の地震を示す。3/11以降の活動は3/11以前に活動の高い領域およびその周辺におよそ見られる。

課題番号：1208

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：スラブ内地震の発生に至る過程の解明

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：松澤 暢

○平成 23 年度のこれまでの成果の概要：

2011 年3 月11 日に発生した東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の後、4 月7 日に宮城県沖でM7.1 のスラブ内地震が発生した。東北大学のGPS 観測網およびGIONET の観測点を用いて推定された断層モデルを図4に示す。この断層モデルは余震分布と良い一致を示し、また、M9.0 の地震で局所的にすべり量の大きかった場所の直下に位置する。

この地震が発生する前のデータを用いてDDトモグラフィを実施した結果を図5に示す。破壊の開始点（星印）は低速度で、余震の並びに沿っても低速度が見られる。位置とメカニズム解から、この地震は二重深発地震面の上面に属すると考えられるが、海洋性地殻ではなく、スラブマントル内で生じたことがわかる。これは海溝海側の正断層運動によって含水化した断層が再活動したことを示唆している。

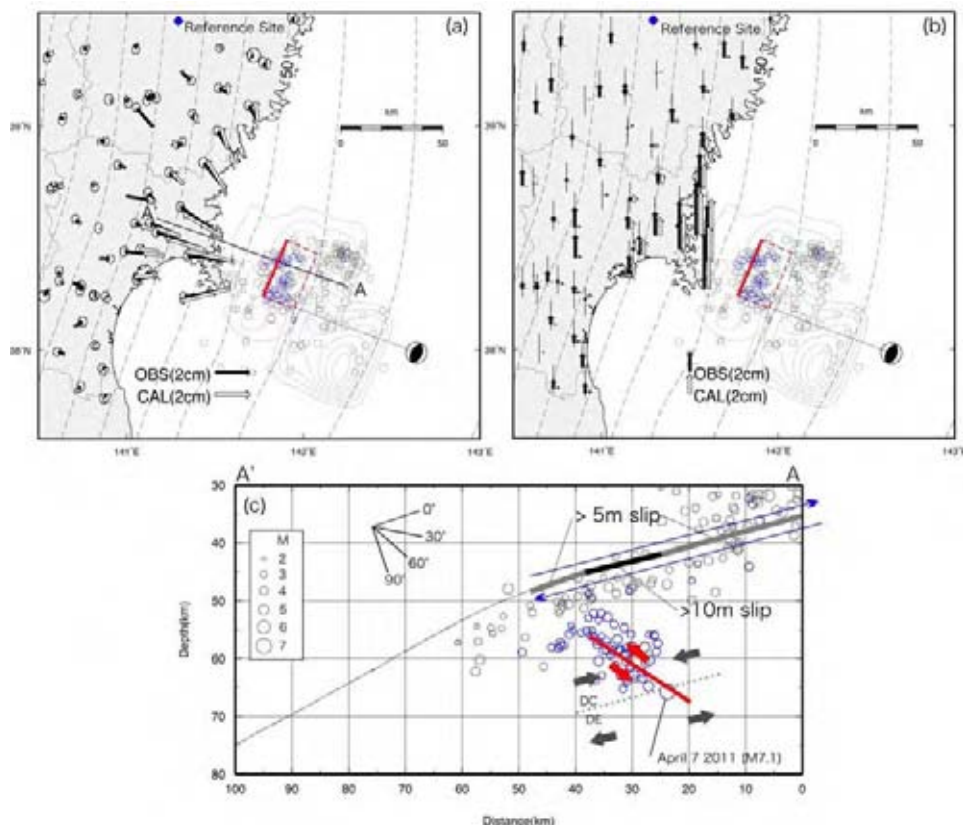


図4 GPS 観測から推定された2010 年4 月7 日の宮城県沖のスラブ内地震 (M7.1) の断層モデル

観測された変動場（黒矢印）と推定された断層モデルから期待される変動場（白矢印）の(a) 水平成分と(b) 上下成分。

(c) 図(a) のA-A' 断面での震源分布と断層モデルの比較。推定された断層モデルを赤線で示す。灰色丸印は2011 年3 月11 日から4 月6 日まで、青丸印は4 月7 日以降の震源分布を示す。図(c) において、Iinuma et al. (2011) が推定した2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の地震で10m 以上と5m 以上滑った領域を黒太線と灰色線で示す。

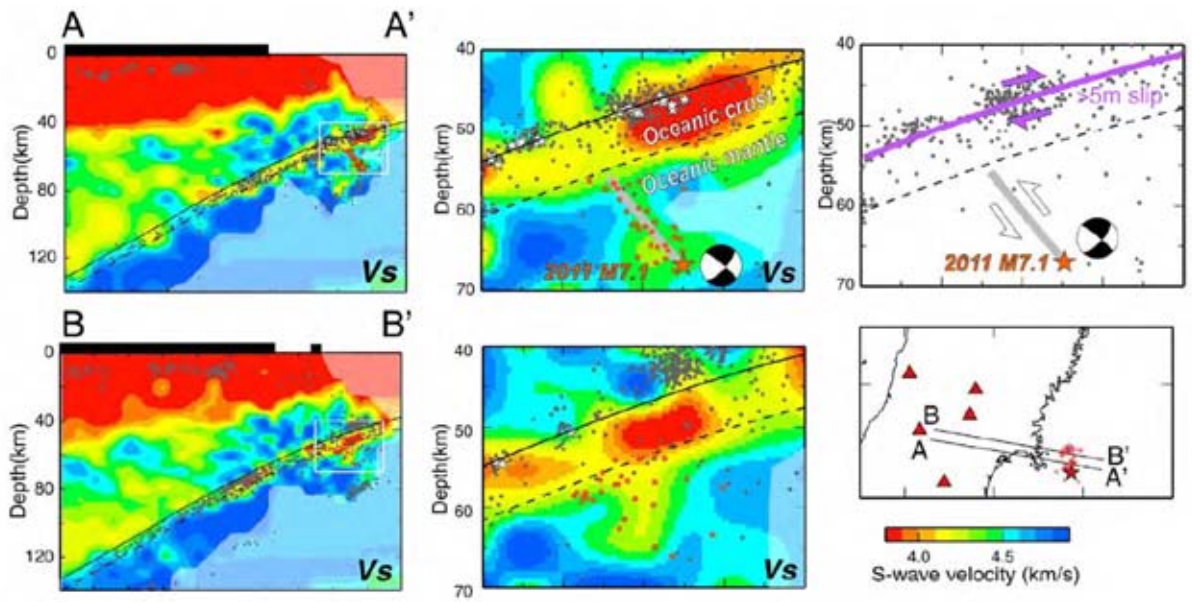


図5 DDトモグラフィで推定された2011年4月7日の宮城県沖のスラブ内地震 (M7.1) 付近の地震波速度構造
 M7.1の地震の発生前のデータを用いて推定されたS波速度構造について示す。

課題番号：1210

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：

準静的滑りの時空間変化に基づく地震発生切迫度評価の研究

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：内田 直希

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

2011年の東北地方太平洋沖地震について、その余震域をみると、過去の複数のM7クラスの地震の震源域を包含していることが分かる(図7)。このような関係は、釜石沖地震や、前年度の研究中規模地震について見出されたものとよく似ている。このような階層的構造やそこでの地震活動の調査は、東北日本プレート境界での地震発生過程を解明する上で重要だと考えられる。今後2011年の地震のアスペリティを含め、大小アスペリティが重なった場所での地震活動を精査する予定である。

また、小繰り返し地震の積算すべりにより1993-2007の震源域のカップリング率を調べたところ、2011年の地震は、地震前に広域にカップリング率が大きかった場所で発生したことが分かった(図8)。さらにGPSデータにより推定された地震時すべり(図中のコンター、Iinuma et al, 2011)は三陸沖や、関東地方の沖、断層深部領域など、カップリング率が小さい場所には大きなすべりは及んでいないことも分かった。このような場所が地震の破壊の進展を妨げる働きをした可能性がある。

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震に伴う準静的すべりの特徴を調べた結果、余効すべりはフィリピン海プレートの北限に沿って伝播している様子がみられる。(図9)。フィリピン海プレートと太平洋プレートの間は、小繰り返し地震の解析より固着が弱く安定すべりが卓越している他、フィリピン海プレートの北限は、南に行くほど浅くなることが知られている。一方で、昨年度までの成果より、余効すべりは摩擦パラメーター $A(=a \sigma)$ の値が小さいほど、遠くに速く伝播することが知られている。このため、卓越した余効すべりがフィリピン海プレート北限に沿ってレール状に伝播する場合、南に行くほど浅くなる(σ が小さくなる)ことから、摩擦パラメーター a の値が南浅でも低い値となる場合、1677年に発生した房総半島沖地震震源域まで到達する可能性があることを指摘した(図10)。これらの結果は、巨大地震発生後に誘発される地震について、準静的すべりが重要な鍵となることを意味し、その特徴を理解するためには摩擦特性や、より小規模のスケールで詳細なモニタリングをすることが今後さらに必要となる。

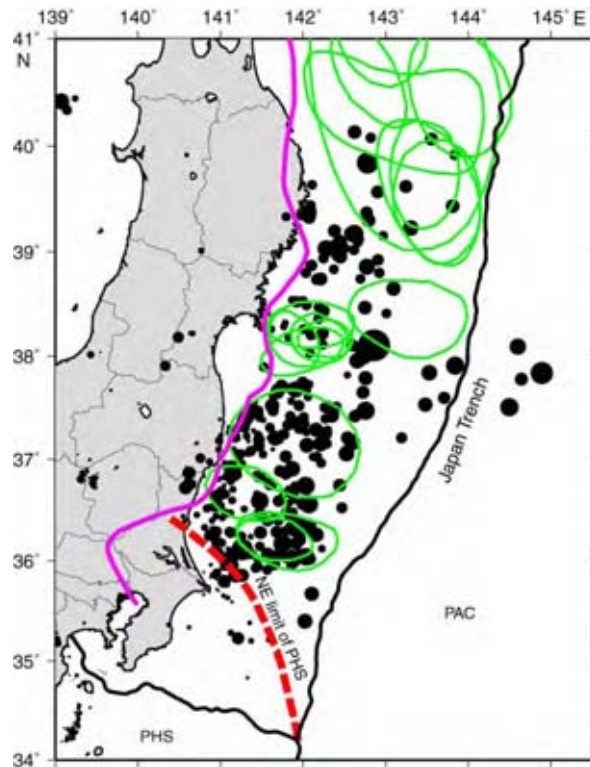


図7 2011年東北地方太平洋沖地震の余震（黒丸、1日間、気象庁による）と1926年以降のM7以上の地震の余震域（緑丸、Uchida et al., 2009）。ピンクの線は、プレート境界地震の下限(Igarashi et al, 2001; Uchida et al., 2009)。

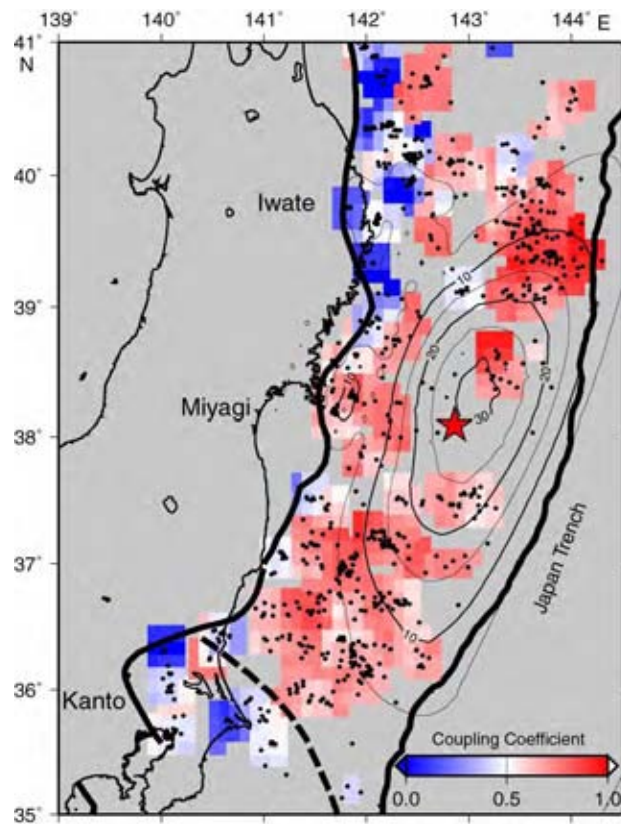


図8 1993-2007の太平洋プレート上面のカップリング率の分布（カラー）。黒丸は小繰り返し地震の位置を示す。コンターはInuma et al., 2011による2011年東北日本太平洋地震のすべり量分布、赤星は気象庁による震央。黒太線はプレート境界地震の下限(Igarashi et al, 2001; Uchida et al., 2009)、破線はフィリピン海プレートの北東限(Uchida et al., 2009)。

課題番号：1211

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：マルチスケール・アスペリティモデルの構築と拡張

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：岡田 知己

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布を、GPS観測から得られた地震時変位を基に逆解析手法を用いて求めた。主たる破壊域はプレート境界深さ30kmより浅い、大陸地殻が沈み込むプレートと接している領域にあり、2003年の福島県沖の地震や1981年の宮城県沖の地震の破壊域を包含する。一方、それよりも深い、大陸側のマントルと沈み込むプレートとが接しているところでは、これまで1978年宮城県沖地震のアスペリティ周辺にのみ大きなすべりが求まっており、近々発生すると考えられていた宮城県沖地震の想定震源域は、2011年東北地方太平洋沖地震に際して破壊されたと考えられる。とはいえ、想定宮城県沖地震の規模(M7.5クラス)に比して、推定されたすべり量(10m以上)は有意に大きく、これまで繰り返し発生していた宮城県沖地震が、地震間に蓄積された歪をすべて解放していなかった可能性がある。(Iinuma et al., 2011)。

防災科研F-netのCMT解を用い、2011年東北地方太平洋沖地震震源域周辺での応力場の時間変化を推定した。得られた結果から、地震後に σ_1 軸がプレート境界により垂直に近づくセンスとなっていることがわかった。このことは、応力場がほぼ解放されたことにより説明することができる。(Hasegawa et al., 2011)

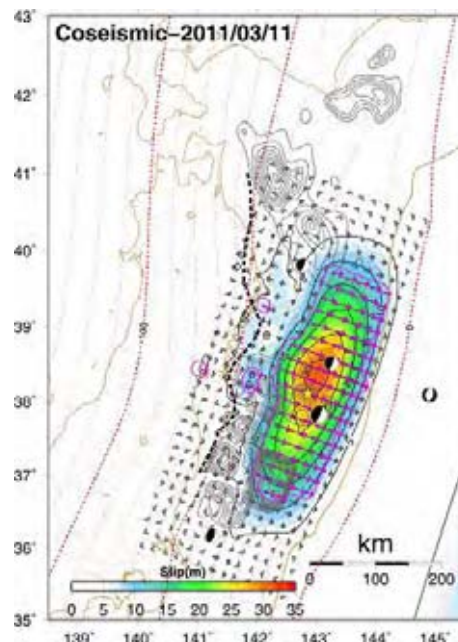


図4-1 東北大学及び国土地理院のGPS連続観測点で観測された地震時変位から推定された、2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布。紫の線で囲まれた範囲の、紫の矢印で示されている推定値は推定誤差を上回っている。黄色の星は発震点を、震源球は北から順に、岩手県沖の余震(3/11、Mw7.4)、3月9日の前震(Mw7.3)、宮城県はるか沖の余震(3/11、Mw7.5)、本震(3/11、Mw9.0)、茨城県沖の余震(3/11、Mw7.7)のメカニズム解を示す(いずれも気象庁のもの)。黒の破線はIgarashi et al. (2001, JGR)による低角逆断層型地震の西縁を示す。

課題番号：1212

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：高精度リアルタイム津波予測システムの開発

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：日野 亮太

○平成 23 年度のこれまでの成果の概要：

2011 年東北地方太平洋沖地震では、東北地方沿岸各地に10m を大きく超える津波が襲来し、甚大な被害をもたらした。残念ながら、本研究により開発してきた津波予測システムはリアルタイムに稼働できるような実装の段階に至っておらず、実際の津波予測には貢献することができなかったが、このシステムが稼働していたとすれば、沖合の津波観測データから巨大津波が沿岸に襲来する時刻と規模を、事前に高い精度で予測可能であることが確かめられている（気象研究所・課題番号7021 参照）。一方で、津波の伝播速度は深海域でも毎秒数百m 程度であるため、超巨大地震の広大な震源域で発生した長波長の津波は10 分以上の長周期の変動として観測されるために、地震発生後短時間のうちに津波波源モデルを正確に把握するのは原理的に困難である。一方で、断層モデルの即時推定については、リアルタイムGPS 時系列を用いた手法の開発が課題番号1218 により進められている。この手法を東北地方太平洋沖地震の際に得られた1 秒サンプリングデータに適用した結果、地震発生後およそ3分後にMw=8.7 に相当する断層モデルが得られる。そこで、この即時推定結果に基づいて津波波形予測を行い、リアルタイム津波予測に応用可能かを検討した。

津波予測は、従来の方法と同様、事前に計算されている初期海面高に対する津波波形のグリーン関数の重ね合わせによるもので、断層モデルから海面高変動場の計算（ここでは、海底面の上下変動分布と海面高分布が等しいと仮定）とあわせても、断層モデルが得られた後およそ1分程度で計算を完了することができる。図4は、リアルタイムGPSデータによって地震発生後4分後に推定された断層モデルに基づく津波波形予測計算の結果である。沿岸検潮記録にみられる大振幅の津波の立ち上がり部分の到達時刻や波高を高い精度で予測できていることがわかる。沖合の津波波形合成にかかる時間を考慮しても、地震発生の5分後にこの程度の精度の津波予測が可能であって、このことはリアルタイムGPSデータをベースにしたリアルタイム津波予測が津波防災に十分可能であることを示す。また、沖合観測点においても予測波形と観測波形の概形がよく似ていることも注目される。リアルタイムGPSデータから推定される断層モデルを初期モデルとして、予測波形と観測波形の残差を逆解析することで、沖合津波観測データに基づく津波予測のさらなる高精度化が期待できる。

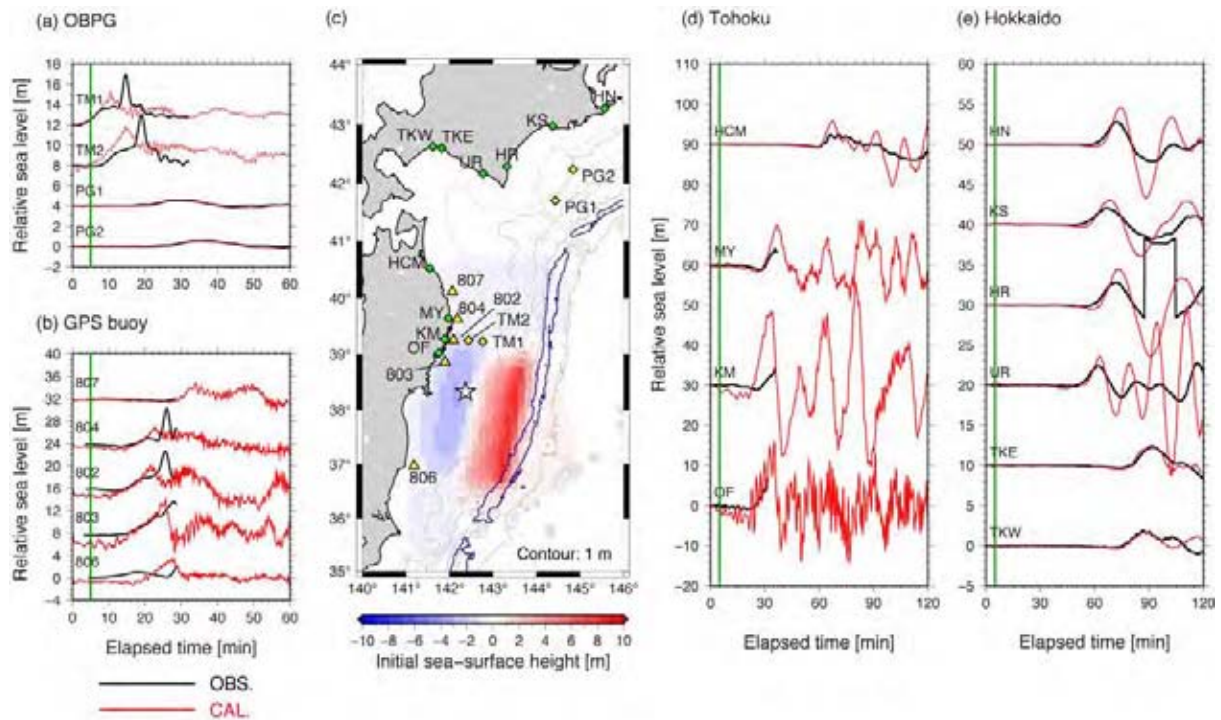


図4 リアルタイムGPS データによって推定された断層モデルに基づく津波波形予測計算の結果。地震発生後4分後までのGPS データを用いた逆解析の結果を用いて津波波形合成を行った。計算時間を考慮すると地震発生後5分後の予測結果とみなすことができる。(a) 海底ケーブル式津波計の観測波形(黒)と予測波形の比較。(b) GPS 波浪計による津波波形。(c) GPS データによる断層モデルから計算される初期海面高分布。(c) 本州における沿岸観測点での津波波形。(d) 北海道の沿岸津波観測点での波形。(a), (b), (d), (e) 中の緑の線は、地震発生後5分の時点を示し、それより右側の理論波形(赤)はその時点での未来予測値に相当する。

課題番号：1217

○実施機関名：東北大学

○研究課題（または観測項目）名：海底地殻変動観測システムの高度化

○この研究課題（または観測項目）の連絡担当者：木戸 元之

○平成23年度のこれまでの成果の概要：

3月11日に発生した東北沖地震による海底地殻変動を計測するため、地震の約1カ月後にオフショア・オペレーションの第五海工丸を備船し、4月8日（秋田港）－4月13日（横須賀港）の日程で緊急観測を行った。日程が非常に短く、また津波による漂流物の影響で夜間の観測出来なかったことから、極めて短時間の限られた観測となり測位精度が悪かったものの、GJT3とGJT4の観測サイトで、それぞれ31m、15mにも及ぶ大規模な変位を捉えることができた（図5）。また、GJT3においては3.9mの隆起も捉えられた。以下、観測成果の概要を述べる。

GJT3については、6台全ての海底局からの応答があったため、従来通り海底局アレイ中心での定点観測を1時間ほど行った。その結果、地震前からの変位として、東西 $29.5 \pm 0.5\text{m}$ 、南北 $-11 \pm 0.5\text{m}$ 、上下 $3.9 \pm 1\text{m}$ の変位を捉えた。誤差見積もりが大きいのは、観測時間が短かったほか、海底局が強振動により動いてしまった形跡が捉えられたためである。定点観測を行った場合、各海底局の走時残差の時系列は、音速変化に従いほとんど同一の変化を示し、この様子は地殻変動があっても海底局の相対位置が変わらない限り不変である。しかし、地震後に走時残差の値の相対値が海底局ごとにランダムに変化しており、これは個々の海底局が数10cm程度の範囲でランダムに動いたことを示している。個々の動きは定点観測位置から見た視線方向成分のみ推定可能である（図6）。

GJT4においては、地震後5つの海底局のうち3台が応答不能となっていることが判明した。海底地滑りなどによる海底局の損傷も考えられるが、装置のバッテリーの寿命が近づいていたため、単なる電池切れの可能性も否めない。原因調査のため、潜航調査による回収が望まれる。実際に、GJT4周辺は極めて平坦な海底地形をしており、やや急な地形であるGJT3で全局無事であったことから海底地滑りの可能性は低いと考えられる。応答可能な海底局が2台しか無かったため、通常定点観測は断念し、移動観測による海底局単体の位置決めを行った。幸い高速にブイを曳航して1時間ほどの短時間で移動観測を行えたため、音速場の時間変化が少なく、通常移動観測よりも残差の少ない測位が行えた。それでも、定点観測には遠く及ばず、水平方向で1m、上下方向で2m程度の誤差が想定される。得られた変位は、東西 $14 \pm 1\text{m}$ 、南北 $-5 \pm 1\text{m}$ 、上下 $3.5 \pm 2\text{m}$ である。

これらの変位は3月9日に発生した前震、さらに本震後の1ヶ月間の余効変動を含むものであるが、いずれも今回の観測精度より小さいと推定されている。これらの結果に基づき、単一矩形断層によるモデル化を行った結果、海溝軸まで滑り面が達していると言う結果が得られた（課題1202）。

今後半年から1年程度の比較的大きな余効変動を捉えるため、また、一部応答の無くなったGJT4サイトを再構築するため、4月26日（台場）－5月4日（函館）の日程で共同利用の淡青丸による航海を実施した。GJT4に3台の海底局を追加設置し、元の5台体制に戻した。追加設置した海底局は、以前に潜航回収した海底局を電池を入れ替えて再利用したものである。この航海では、GJT3、GJT4それぞれ半日程度の定点観測を行い、通常観測体制に戻すことにより、従来の測位精度で今後の余効変動を検出することを目的とするものである。

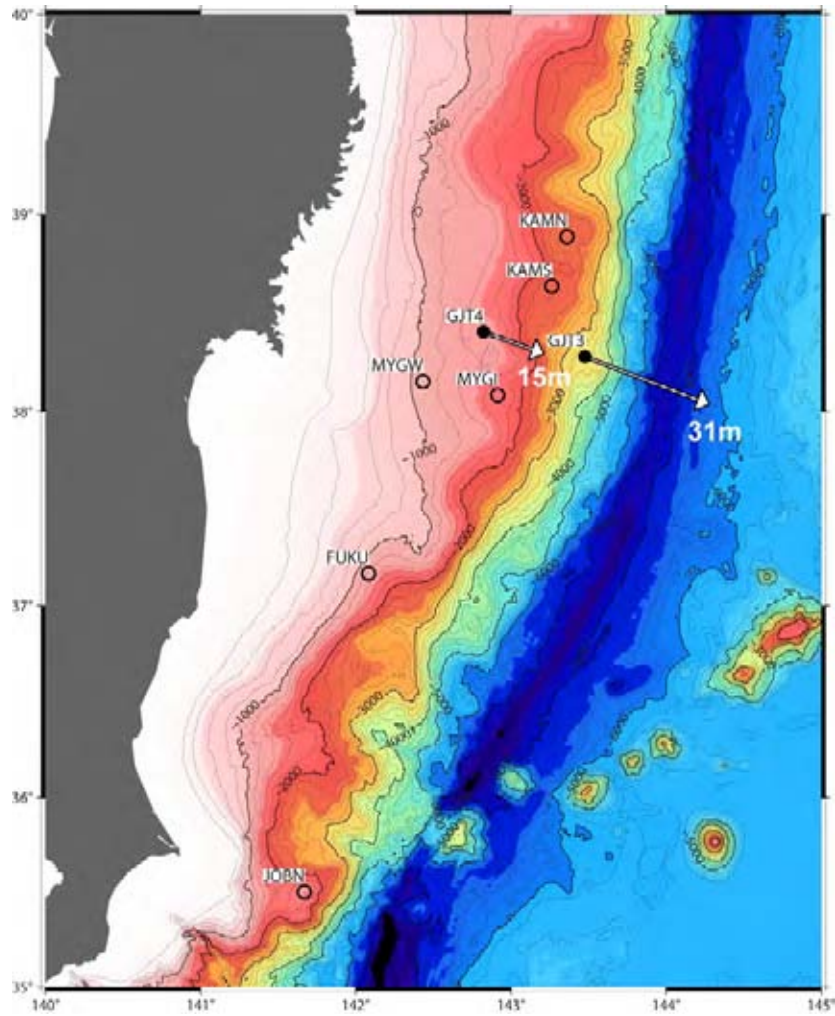


図5 観測点配置と地震による変位の観測結果

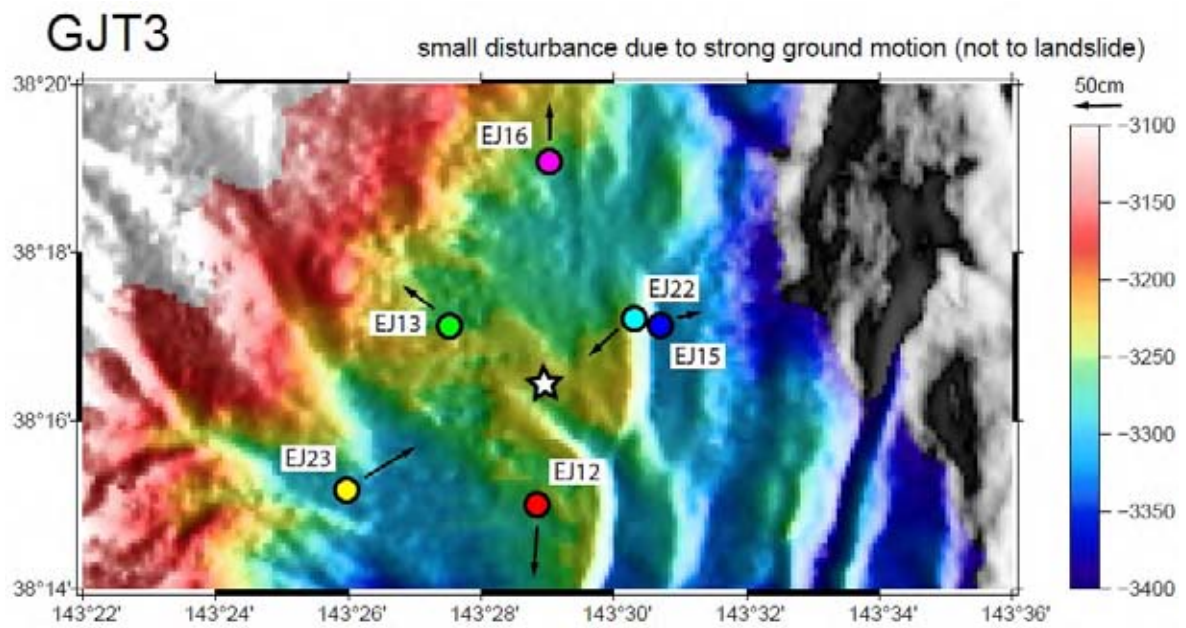


図6 GJT3 の海底局の強振動による個々の動き