

( 1 ) 実施機関名：

東北大学

( 2 ) 研究課題(または観測項目)名：

2011 年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界およびその周辺域の挙動の解明

( 3 ) 最も関連の深い建議の項目：

5. 超巨大地震に関する当面実施すべき観測研究の推進

( 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

イ. 超巨大地震の発生とその前後の過程の解明

( 4 ) その他関連する建議の項目：

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

( 1 ) 日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象

ア. 列島及び周辺域のプレート運動, 広域応力場

( 2 ) 地震・火山噴火に至る準備過程

( 2-1 ) 地震準備過程

ア. アスペリティの実体

イ. 非地震性滑りの時空間変化とアスペリティの相互作用

ウ. ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程

エ. スラブ内地震の発生機構

5. 超巨大地震に関する当面実施すべき観測研究の推進

( 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

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

( 2 ) 超巨大地震とそれに起因する現象の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

( 5 ) 本課題の 5 か年の到達目標：

2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前から発生後に至るプレート境界の挙動の解明は, この様な超巨大地震の発生メカニズムやその後の余震と余効変動の発生メカニズムを明らかにするために重要である. 本研究では, 陸域の定常及び臨時観測のデータより, 2011 年東北地方太平洋沖地震後の非地震性滑り, 小繰り返し地震, 低周波地震などのデータと, これまで得られてきた東北地方太平洋沖地震前の結果との比較から, これらの時空間変化を調査し, この超巨大地震の震源域の北端と南端が何に規定されたのか, そしてなぜ破壊が拡大し M9 という規模に至ったのか, その原因を明らかにする. また, 島弧に沿ったプレートの固着域の深さ分布の変化に注目し, 地震活動やプレート構造の空間変化から固着の成因を明らかにする. 更にプレート境界での滑りが, 沈み込むスラブや上盤側プレートの変形過程やその地震活動に及ぼす影響についても検討を行う.

( 6 ) 本課題の 5 か年計画の概要 :

平成 24 年度 :

平成 23 年度に収録された各データを元に以下の各解析を行う。観測点の一部については、余効変動及び地震活動の推移により、継続ないし再配置を行う。

余効変動の時間発展の調査及び隣接領域での大地震発生の調査を目的として、今回の地震の震源域の北部及び南部の太平洋沿岸に GEONET を補間する形で設置された GPS 観測や、相似地震解析により、余効滑り、粘性緩和、プレート間カップリングを評価する。

破壊が停止した原因や今後の破壊の進展の可能性を明らかにするため、震源域の南北両端付近の摩擦特性についてシミュレーション等で検討を行う。さらに、上盤側プレート内の地震活動について、詳細な震源分布や断層モデルと震源域の構造との関係からその背景を明らかにすることで、今後の地震活動の予測に寄与する。

平成 25 年度 :

前年と同様に解析を行う。得られた結果を元に、2011 年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界及びその周辺域の挙動について、総合的な検討を行う。

( 7 ) 計画期間中 ( 平成 21 年度 ~ 25 年度 ) の成果の概要 :

1 ) 東北地方太平洋沖地震およびその周辺域のプレート境界の挙動

1 - 1 ) 東北地方太平洋沖地震の震源過程 ( 山中, 2012 )

プレートの形状、PP 波を考慮したグリーン関数を用いて遠地実体波を用いて詳細な震源過程解析を行った。この解析から ( 1 ) 本震の滑りは前震 (3/9) で滑った領域を避けるように広がっていて、1981 年の地震とほぼ同じところが滑った ( 2 ) 本震での滑りのうち海溝側の滑りは北緯 38 度付近から北側と南側に分かれる。北側のアスペリティの北端付近では 1968 年のアスペリティが連動して滑ったことがわかる。この北側のアスペリティは明治三陸地震の震源域とほぼ一致する ( 3 ) 本震での滑りのうち宮城沖のやや深いところのアスペリティは少なくとも 3 つの地震からなる。真ん中の領域は 1978 年宮城沖、南の領域は 1936 年と概ね一致する ( 4 ) 3/11 15:08 に発生した余震 (M7.4) は 1989 年、1968 年、1960 年に滑ったアスペリティと一致する。

1 - 2 ) 東北地方太平洋沖地震前後の上盤プレート内の応力場 ( Hasegawa et al., 2012 )

CMT 解を用いて東北地方太平洋沖地震前後の上盤プレート内の応力場について、推定した。地震前については、地震時の大滑り域に向かって 1 軸が向くような分布となった。一方、地震後については、地震時の大滑り域に向かって 3 軸が向くような分布となった。このことは、地震時の大滑り域が地震前にカップリングしていたこと、地震時の滑りにより応力がほぼ解放されたことを意味すると考えられる。このことは、地震前の応力が静的応力変化より小さい ( $< 5 \sim 25 \text{MPa}$ ) ことを示す。その原因としては高い間隙流体圧が考えられる。

1 - 3 ) 東北地方太平洋沖地震前後の繰り返し地震活動 ( Uchida and Matsuzawa, 2013 ほか )

東北地方太平洋沖地震前後の繰り返し地震活動について調査した。太平洋プレート上の繰り返し地震グループのみについて見ると、地震時の大滑り域では地震後繰り返し地震がほとんど起きていないことが分かった。この結果は繰り返し地震と判定するコヒーレンスの基準を下げてても変わらず、媒質や震源過程の変化で波形の相似性が悪化したため、繰り返し地震と判定できなくなったわけではないことが確かめられた。この繰り返し地震の活動停止の原因の 1 つとして、東北地方太平洋沖地震の滑り域での応力解放が考えられる。一方、地震時滑り域の周囲での活発な繰り返し地震活動は、余効滑りによる影響と考えられる。

1 - 4 ) 余震活動から描き出された東北地方太平洋沖地震の大滑り域 ( Kato and Igarashi, 2012 ほか )

近年、世界で過去に発生した大きな地震後の余震活動は、大きく滑った領域 ( 大滑り域 ) を避けてその縁辺部に集中するという報告が多数なされている。つまり、余震の発生数が少ない領域は、本震時に大きく滑った領域に対応する可能性がある。そこで、余震分布の特徴と大滑り域の相補関係を東北地方太平洋沖地震の余震活動に適用することで、本震発生時の大滑り域の広がりを推定した。新た

に定義された大滑り域は、地震波や測地データを基に推定された滑り分布と同様に宮城県沖では広範囲に広がる一方、それらと比べてより複雑な形状を示した。特徴的な点として、南側の福島県沖・茨城県沖まで伸びる細長い大滑り域の存在が明らかになった。大滑り域の外側では、プレート境界面上のほぼ同じ場所で繰り返し発生する、小繰り返し地震も多数分布していた。この地震は、大滑り域から解放された応力による、大滑り域の外側での余効滑りを示唆している。本解析により高空間分解能で推定された大地震の大滑り域は、隣接地域の大地震発生ポテンシャルの評価において重要な知見となり得るであろう。

1 - 5 ) 波形相関によるメカニズム解の分類と 2011 年東北地方太平洋沖地震前後の地震活動 ( 中村・他, 2013 ; 1205 参照 )

「アスペリティの特性解明に向けた観測研究」( 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 1 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滑り域 ( 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 2 では、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 Kato and Igarashi [2012] による東北地方太平洋沖地震の地震時滑り領域は、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、余効滑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滑り域 ( 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滑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、余効滑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。

1 - 6 ) 高サンプリング (1kHz) 地震観測データによる繰り返し地震の破壊様式のゆらぎの解明 ( 畠山, 2013 )

東北地方太平洋沖地震を受けて 2011 年 4 月から 11 月にかけて行った高サンプリング (1kHz) 地震観測データを用いて、三陸沖の繰り返し地震の高周波成分の特徴を調べた。その結果、同じ繰り返し地震グループに属する地震でも高周波成分に違いが生じる場合があることが分かった ( 図 3 )。これらの地震の前には近傍で少し大きなプレート境界地震の直後に発生していた。この事実は、直前に発生した近傍の地震による影響で同一アスペリティの破壊様式がゆらぐ可能性を示唆している。

1 - 7 ) 東北地方太平洋沖地震震源域および周辺域における超低周波地震活動 ( 浅野・他, 2012 )

1994 年以降の東北大学および 1996 年以降の防災科学技術研究所の広帯域地震記録を解析し、千島海溝 日本海溝会合部付近の超低周波地震活動を調べた。1999 年 3 月に発生した既知の超低周波地震の記録と連続記録との相関関数を評価し、既知のイベントに比較的近い場所で発生し、かつ類似した発震機構解を持つイベントの検出を試みた。その結果、1994 年三陸はるか沖地震の直前直後に目立った超低周波地震活動は無かったこと、その後、2003 年十勝沖地震発生までの 1996 ~ 2002 年の期間には約 10.5 ヶ月間隔で超低周波地震が発生していたことが明らかとなった。

1 - 8 ) 3 月 9 日の前震の地震時・地震後余効滑り分布 ( 課題 1220 を参照, Ohta et al., 2012 )

海陸測地データにもとづいて 3 月 9 日の前震の地震時・地震後余効滑り分布を推定したところ、両者の滑り域は相補的であり、かつ余効滑り域は M9 本震の震源域に近接していたことが分かった。

1 - 9 ) 東北地方太平洋沖地震に先行する地震活動及び太平洋沖で発生した地震の応力降下量分布 ( Sato et al., 2013, 古川, 2014 )

東北地方太平洋沖地震本震の震源付近では、2 日前の前震の他、過去に顕著な活動が数回発生していたので、過去の地震活動の時空間分布を詳しく調査した。陸域の地殻変動観測点 ( GEONET ) と海上保安庁および東北大学の海底地殻変動観測点のデータから東北沖地震の滑りを求めると、滑り量が 20 m を超える大滑り域が南北 2 つに分かれて現れる。これら 2 つの大滑り域の周囲には 3 つの顕著な活動域が存在する ( 図 4 )。1 つは南方大滑り域の西側に分布する深部地震活動域、2 つ目は前震活動の

震源域を含む浅部地震活動域，3つ目は南方大滑り域を東西に2分する中部地震活動域である．前震活動とそれ以外の活動の間には，南方大滑り域を囲む地震活動の様式に大きな違いが認められる．前震活動の場合は，先行して発生した一連の地震により南方大滑り域の強度が低下し，その状態で前震活動が発生したため南方大滑り域が破壊され，M9級の東北沖地震の発生につながったと推測した．

防災科学技術研究所 Kik-net の地震波形データを用いて，東北地方太平洋沖に発生する地震の震源スペクトルの地域性を調べた．伝播経路の効果は3次元の地震波速度構造およびQ構造を用いて補正した．その結果，海溝付近で低周波地震，沿岸付近で高周波地震が多く発生するという，従来から知られていた一般的傾向に加え，高周波地震は特に宮城県沖の沿岸付近で多く，岩手県沖および茨城県沖では少ないという地域性が認められた．また，アウトサイズで発生する地震やスラブ内に発生する地震に高周波地震が多いことも明らかになった．

1 - 10) 東北地方太平洋沖地震発生サイクルのシミュレーション(平原・他, 2013; 大谷・他, 2012; Ohtani et al., 2012; Ohtani et al., 2013, 大谷・平原, 2013; 課題 1702 を参照)

これまで，東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の破壊領域のみを考慮して，地震発生サイクルシミュレーションを行ってきた．しかしながら，釜石沖より北部の東北沖には1986年十勝沖地震(M8.3)震源域が存在し，この北部地域を含む連動破壊の可能性を考える必要がある．釜石沖では大きな地震時滑りや，過去における巨大地震，またこの領域を超えて北側へは大きな余効滑りは観測されていない．つまり，釜石沖は南部2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0地震発生間隔～数百年)と北側領域(M8.3地震発生間隔～百年)との境界になっている．そこで，まず，釜石沖以北の1968年十勝沖地震震源域についても，南領域と同様に速度状態依存摩擦則に従う階層アスペリティモデルを仮定して，サイクルの再現を行なった後，釜石沖の条件付き安定滑り摩擦特性(特徴的滑り量L)を変えながら(Case1～Case4)，二つを併せた領域についてのサイクル計算を行なった．その結果，Lが小さい場合には連動破壊が生じ，大きい場合には破壊に時間差が出ることが分かった．シミュレーションは予備的なもので1896年明治三陸津波地震はモデル化されていないという問題は残るが，このように釜石沖の摩擦特性の解明が連動・非連動破壊の鍵を握ると思われる．

一方，日本海溝から海岸線にかけては地表面の起伏もみられるため，それをモデルに取り込むことも重要である．起伏を持つ地表面形状が地震発生サイクルに与える影響を検討した結果，地震間隔が変わることが示され，今後は，地表面形状を考慮した詳細なモデル化が必要であると考えられる．

## 2) 東北地方太平洋沖地震前後の周辺のプレート内の挙動

2-1) 東北地方太平洋沖地震後の東北地方中央部におけるひずみ場(Ohzono et al., 2012, 福田・他, 2012, 福田, 2013)

2011年東北地震後の余効変動に伴うひずみ場の時空間変化を詳細に捉えた．GEONETに加え，山形盆地断層帯周辺に山形大学，東北大学が設置した臨時点および国土地理院と東北大学の共同管理点である長町-利府断層帯周辺の観測点を用いて，詳細なひずみ場を得た．その結果，大局的には余効滑りに伴って東西伸長が卓越するひずみ場が得られたが，奥羽脊梁山脈に沿って面積ひずみで見ると収縮の領域が連続し，周囲と比較して特徴的な結果となった．これはこの領域における東西伸長が小さく，その結果南北収縮が相対的に卓越するために面積ひずみで収縮の領域となっている．単純な余効滑りモデルで検証を行ったところ，この特徴的な収縮域は余効滑りだけでは説明ができないことが分かった．こうした奥羽脊梁山脈に沿った異常域は，地震時にも周辺域と比較して伸長量が不足する領域である(Ohzono et al., 2012)．地震時に示されたこうした異常域は下部地殻の低粘性によるものと解釈されており，地震後余効変動で得られた同様の特徴も弾性定数の不均質性や下部地殻/上部マントルレオロジーの不均質性を示している可能性が高い．

2 - 2) 東北地方太平洋沖地震前後のひずみ集中および本震に伴う応力擾乱を説明する地殻及び上部マントルのレオロジー構造(矢部・他, 2012; Yabe et al., 2012)

東北地方太平洋沖地震前のひずみ集中および本震に伴う応力擾乱によって生じた，脊梁山地ひずみ集中帯および前弧域ひずみ集中帯のひずみ異常のパターンを，有限要素法によって再現し，地殻及び上部マントルのレオロジー構造を推定した．

東北地方太平洋沖地震前にはひずみ集中、東北地方太平洋沖地震時には小さな東西伸長が観測された脊梁山地ひずみ集中帯の振る舞いは、周辺に比べてより浅部にまで低粘性を仮定したモデルにより再現できた。この結果は、Hasegawa et al. (2005) の概念モデルを支持する。一方、東北地方太平洋沖地震前、地震時のいずれにおいても周辺に比べて大きな変形が観測された前弧域ひずみ集中帯の振る舞いは、表層にある厚い堆積層の効果で説明可能であり、地殻及び上部マントルに低粘性を仮定する必要は必ずしもないことが明らかとなった。しかし、東北地方太平洋沖地震地震後の前弧域ひずみ集中帯の変形は、地殻・上部マントルに低粘性を仮定するか否かにより大きく異なることも明らかとなった。そのため、この地域の変形を、今後 10 年程度にわたって詳細に観測することが、前弧域ひずみ集中帯の成因を解明するために重要であると考えられる。

### 2 - 3 ) 東北地方太平洋沖地震に伴う地震波速度変化の推定 ( 高木・他, 2012, 高木・他, 2013 )

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、北海道は変化なしである一方、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初めて実証したものであると考えられる。

岩手県遠野市に設置されている広帯域三成分アレイを用いて、地震波速度変化の推定を行った。得られた速度変化の周波数依存性から、遠野市における浅部地盤内での地震波速度の低下が考えられる。

### 2 - 4 ) 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 ( Yoshida et al., 2012, 岡田・他, 2012a, 2012b, 岡田・他, 2013, Okada et al., 2014, 課題 1207, 1444 を参照 )

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。

### 3 ) まとめ

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た。東北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を示唆する。一方、海溝付近の超低周波地震活動や 3/9 の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分布は東北地方太平洋沖地震の滑り域および周辺における複雑な構造を示唆する。東北沖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一層の理解が必要であると考えられる。

上盤側プレートの挙動としては、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った。今後、より長期の変動場を明らかにし、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の理解が進むと期待される。

### ( 8 ) 平成 25 年度の成果に関連の深いもので、平成 25 年度に公表された主な成果物 ( 論文・報告書等 ) :

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。

平原和朗・大谷真紀子・兵藤守・堀高峰, 2013, 大規模マルチスケール地震サイクルシミュレーション, 日本惑星科学連合 2013 年大会, STT59-01.

中村航・内田直希・松澤暢, 2013a, テンプレートイベントを用いた小地震の断層タイプの推定~東北地方太平洋沖で発生する地震への適用~, 日本地球惑星科学連合 2013 年大会, 千葉, 幕張メッセ,

2013年5月.

中村航・内田直希・松澤暢, 2013b, テンプレートイベントを用いた日本海溝・千島海溝沿いの小地震の断層タイプの分類と震源再決定, 日本地震学会 2013 年秋季大会, 横浜, 神奈川県民ホール, 2013 年 10 月.

Nakamura, W., N. Uchida, and T. Matsuzawa, Faulting type classification of small earthquakes using a template approach and their hypocenter relocation along the Japan and Kuril trenches, AGU 2013 Fall Meeting, San Francisco, Moscone Center, December, 2013.

大谷真紀子・平原和朗, 地表面形状が地震発生サイクルに与える影響, 2013, 日本地震学会 2013 年度秋季大会, P1-45.

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.

岡田知己・高木涼太・吉田圭佑・米川真紀・山村卓也・長谷川昭・東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ, 2013, 東北沖地震後の内陸誘発地震の地震活動と地殻構造, 地球惑星科学連合 2013 年大会 .

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.

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.

高木涼太・河野俊夫・内田直希・岡田知己・長谷川昭, 2013, 遠野アレイデータを用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う地震波速度変化, 日本地震学会 2013 年大会, P1-14 .

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.

吉田圭佑・長谷川昭・岡田知己・中島淳一・飯沼卓史・伊藤喜宏・佐藤忠弘・浅野陽一・2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ, 2013, 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴い応力場が変化した領域の広がりや応力・強度の推定, 地球惑星科学連合 2013 年大会.

(9) 実施機関の参加者氏名または部署等名:

海野徳仁・三浦 哲・松澤 暢・矢部康男・中島淳一・内田直希・太田雄策・市来雅啓・伊藤喜宏・岡田知己

他機関との共同研究の有無: 有

平原和朗(京都大), 八木勇治(筑波大), 浅野陽一(防災科学技術研究所), 2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ(北海道大学(高橋浩晃), 弘前大学(小菅正裕), 千葉大学(津村紀子), 防災科学技術研究所(武田哲也), 東京大学地震研究所(小原一成), 名古屋大学(山中佳子), 京都大学防災研究所(片尾浩), 高知大学(久保篤規), 九州大学(松島健), 鹿児島大学(宮町宏樹))

(10) 公開時にホームページに掲載する問い合わせ先

部署等名: 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

電話: 022-225-1950

e-mail: zisin-yoti@aob.gp.tohoku.ac.jp

( 11 ) この研究課題 ( または観測項目 ) の連絡担当者

氏名 : 岡田知己

所属 : 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

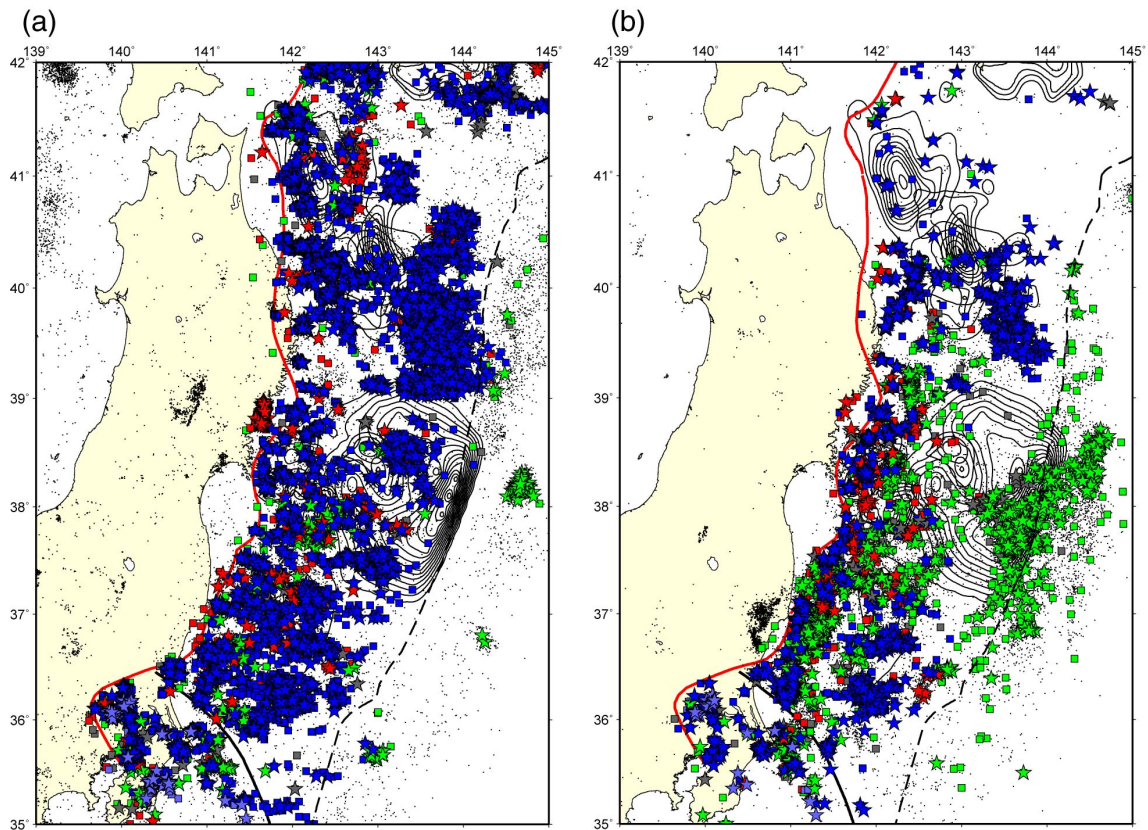


図 1 .

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 . (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 .

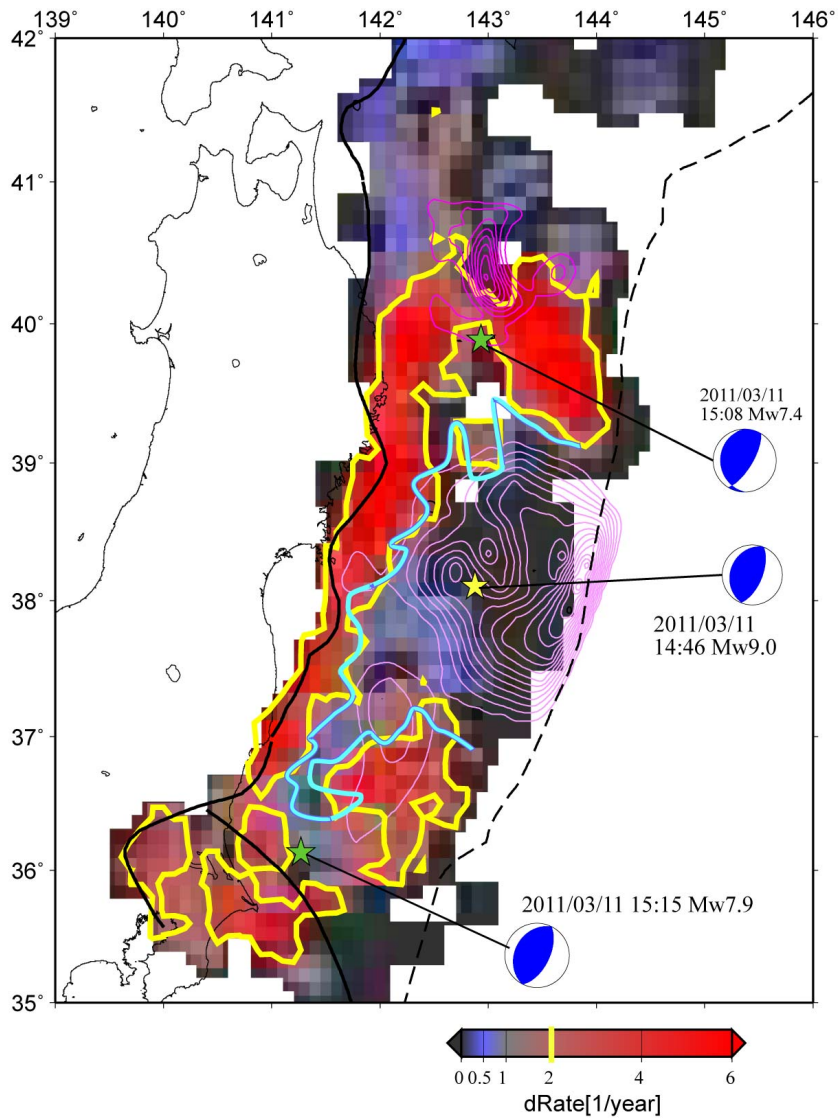


図 2 .

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．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滑り領域を表す．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．



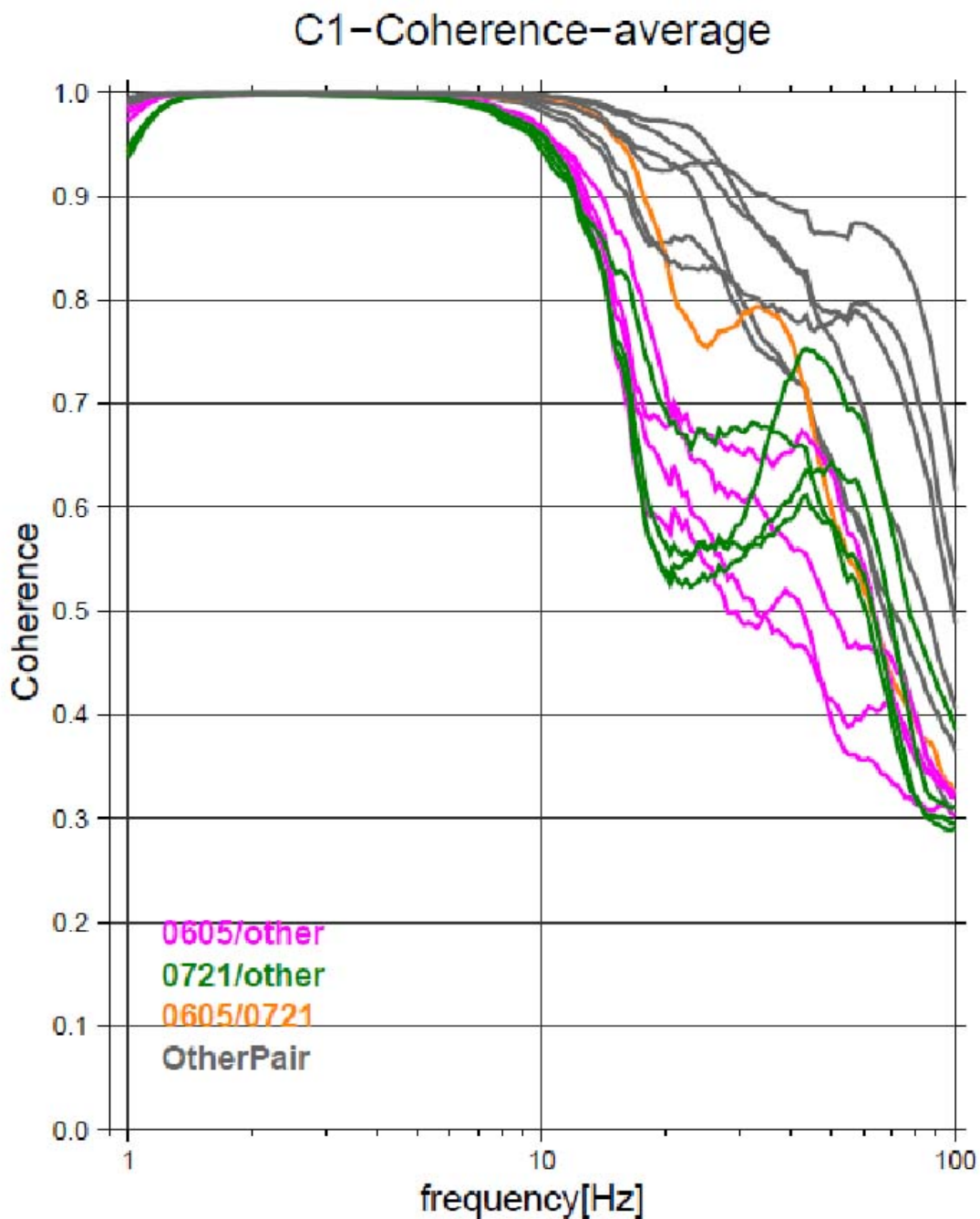


図3 .  
 繰り返し地震グループ内の各地震ペア (15 ペア) のコヒーレンス . 3 観測点の 3 成分のそれぞれの波形から計算されたコヒーレンスを平均した値を示している . 紫色 : 6 月 5 日の地震 (M3.1) とその他の地震のペア , 緑色 : 7 月 21 日の地震 (M3.2) とその他の地震のペア , 橙色 : 6 月 5 日の地震 (M3.1) と 7 月 21 日の地震 (M3.2) のペア , 灰色 : その他の地震ペア .

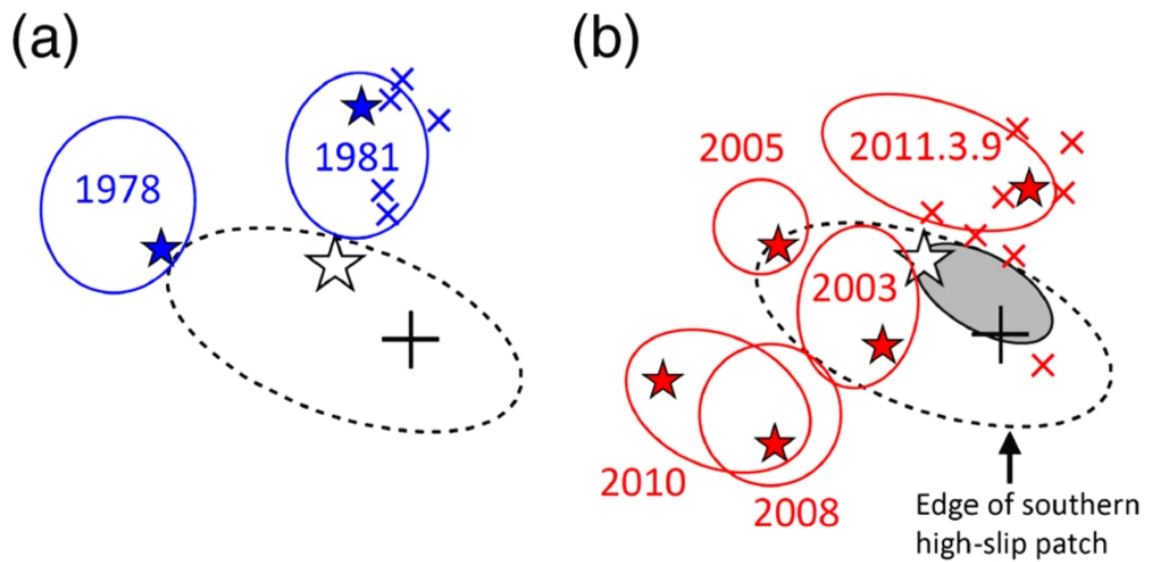


図4 .  
 1981年の地震活動と2011年の前震活動に先行する地震活動の違い。各地震の破壊域を楕円で模式的に示す。色塗りの印は各地震の震央、白抜きの印は東北沖地震の震央を示す。破線は南方大滑り域の境界を表し、灰色の楕円の領域は地震活動のドーナツパターンで囲まれた強固なアスペリティを表す。x印はM6台の地震の分布を表す。