

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人東北大学 大学院理学研究科	教授	長谷川昭	hasegawa@aob.geopys.tohoku.ac.jp
	准教授	松澤 暢	matuzawa@aob.geopys.tohoku.ac.jp
	准教授	日野亮太	hino@aob.geopys.tohoku.ac.jp
	助教	中島淳一	nakajima@aob.geopys.tohoku.ac.jp
	助教	伊藤喜宏	yito@aob.geopys.tohoku.ac.jp

(c) 業務の目的

海溝型地震発生予測の高度化のためには、その震源となるプレート境界面における海陸プレート間固着強度の空間分布を知ることが決定的な役割を果たすものと考えられるが、固着度の空間変化を高い精度で直接推定するのは困難である。しかし、プレート間固着強度は、プレート境界周囲の不均質構造の影響を強く受けたものである可能性が高く、カップリング強度と不均質構造との対応関係を解明できれば、地震学的な構造イメージングを通してプレート間の結合の強さの空間分布の把握が飛躍的に進むものと期待できる。そこで、本研究は、プレート境界及びその周辺域の3次元構造の解析により、プレート境界における固着度の分布に対比されるような不均質パターンを見いだすことが可能か否かの検証を目的とする。さらに、深部地下構造を把握することによって強震動予測の高精度化に資することも本研究の目的に含まれる。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成16年度

三陸沖北部において長期観測型海底地震計による長期観測を行うとともに、既存海底地震観測データを活用してプレート境界域の3次元地震波速度不均質構造を推定した。さらに、日本海溝・千島海溝周辺における相似地震活動の時空間的な分布を求めた。

2) 平成17年度

平成16年度に設置した海底地震計を回収してそのデータ処理・解析に着手し、根室沖で長期観測型海底地震計による長期観測を実施した。また、既存データを活用した地震波速度不均質構造の推定および推定技術の向上に関する研究、ならびに日本海溝・千島海溝周辺における相似地震活動の時空間的な分布に関する研究を継続して実施した。

3) 平成18年度

平成17年度に設置した海底地震計を回収してそのデータ処理・解析に着手し、三陸沖北部から十勝沖にかけての領域で長期観測型海底地震計による長期観測を実施する。また、三陸沖北部において得られた海底地震観測データによる地震波速度不均質構造の推定を行うとともに、日本海溝・千島海溝周辺における相似地震活動の時空間的な分布に関する研究を継続して実施した。

4) 平成19年度

平成18年度に設置した海底地震計を回収してそのデータ処理・解析に着手し、岩手県沖から宮城県沖にかけての領域で長期観測型海底地震計による長期観測を開始する。また、根室沖において得られた海底地震観測データによる地震波速度不均質構造の推定を行うとともに、日本海溝・千島海溝周辺における相似地震活動の時空間的な分布に関する研究を継続して実施する。

5) 平成20年度

平成19年度に設置した海底地震計を回収してそのデータ処理・解析に着手し、福島県沖から茨城県沖にかけての領域で長期観測型海底地震計による長期観測を実施する。最終年度であるため、この観測についても年度内に終了させてデータの回収・処理・解析を進める。また、岩手・宮城・福島・茨城県沖の海域で得られた海底地震観測データによる地震波速度不均質構造の推定を行うとともに、日本海溝・千島海溝周辺における相似地震活動の時空間的な分布に関する研究を継続して実施し、地震波速度構造の不均質性と準静的すべりの空間分布との関連を明らかにする。

(e) 平成19年度業務目的

1994年三陸はるか沖地震などプレート境界地震活動が活発な三陸沖の海域におけるプレート境界型地震発生領域における地震波速度構造の解明を目的として、東京大学・北海道大学とともに長期海底地震観測網を設置し海底地震観測を開始した。また、1973年根室半島沖地震の震源域における地震波速度構造の解明を行うために、平成17～18年度に実施された海底地震観測のデータを用いた3次元地震波速度構造トモグラフィ解析を行った。

(2) 平成19年度の成果

(a) 業務の要約

平成17～18年度に釧路・根室沖で実施した海底地震観測データを用いて1973年根室半島沖地震震源域の地震波速度構造を推定した。この解析には、北海道に分布する陸上地震観測網のデータも併せて用いた。その結果、1973年根室半島沖地震の震源域のほとんどで、プレート境界面の上盤側は千島島弧の地殻であり、太平洋スラブがマントル・ウエッジと接している領域では顕著な地震時すべりがなかった可能性がある。同様な破壊域の拡がりや地殻構造との関連は、2003年十勝沖地震の震源域についても成り立っている。また、2002年に宮城県沖で発生したM6.3のプレート境界地震の余効すべり発生域内に位置する小繰り返し地震の破壊過程について詳細な解析を行い、余効すべりが発生中に起こった1つの

地震の波形は、同一系列に属する他の地震波形と比べ波形の相似性が崩れていることを見いだした。このことは、プレート間すべり速度の擾乱が小アスペリティの破壊過程に対して実際に影響を及ぼしていることを強く示唆する。

(b) 業務の実施方法

本年度の下記の5項目からなる業務を下記の要領で実施した。

1) 観測点配置に関する調整

東京大学とともに当該海域における地震活動状況および陸上の既設地震観測網の配置を考慮して研究遂行上最適な観測点配置について検討し、観測実施にあたり関係各機関・団体等との調整を行った。

2) 海底地震計の設置・回収

東京大学、北海道大学とともにえりも沖に設置した長期観測型海底地震計を回収したのち、海底地震観測網を三陸沖の海域に展開した。

3) 海底地震観測データの処理

既存の海陸観測データと三陸沖北部・根室沖およびえりも沖の海底地震観測で得られたデータの処理を進め、これらのデータを統合して相似地震やトモグラフィ解析に利用できるようにした。

4) 陸域観測網データの収集

三陸沖北部・根室沖およびえりも沖を対象とした相似地震解析およびトモグラフィ解析のために必要な陸域の地震観測網のデータを選別し、収録・保存を行った。

5) データ解析

上記 3) および 4) で処理・収集を行ったデータを用いることにより、海溝型地震の一つである根室半島沖地震の震源域を対象とした3次元地殻不均質構造の推定を行った。また、相似地震解析を、北海道から東北沖の太平洋側で発生する地震に対して行い、プレート境界面における非地震性すべりの時空間的な分布の評価を行った。

(c) 業務の成果

1) 観測点配置に関する調整

2) 海底地震計の設置

これら2つ業務については、東京大学とともに実施したものであり、成果については3.2.1.1.に報告されている通りであるので、ここでは省略する。

3) 海底地震観測データの処理

平成17年から18年度にかけて根室沖で行われた海底地震観測のデータの処理について

は、観測海域近傍で発生した地震についての処理は18年度に完了しているが、5)の解析では、陸上観測データとの統合解析を行うため、検出処理を行う地震の対象範囲を拡大し、海底観測期間中に北海道下で発生した地震の検出作業を追加して実施した。再検出の対象となった地震の多くは、震源深さが60km以深の稍深発及び深発地震である。

また、平成18から19年度に実施したえりも沖における観測データに関しては、一次処理が行われたものを東京大学から受け取った後、気象庁一元化カタログに掲載されている地震から、観測域より北側の領域に震央がある地震を対象とした検出作業を行った。

4) 陸域観測網データの収集

東北大学では従来から、地震・噴火予知研究観測センターにおいて、東北大学をはじめ北海道大学・弘前大学・東京大学・気象庁・防災科学技術研究所が運営する陸上地震観測点の波形データを実時間収録し、これを気象庁一元化震源リストに従ってイベント毎のファイルとして編集を行っている。一方で、海底地震観測で得られるデータは観測期間中の連続データとして保存されている。そこで、一元化震源リストに掲載されたものを対象にP・S波の到達時刻検出作業を行う際に、海陸の波形統合を行うことにより、検出値と対応する地震波形イベントファイルを作成して、統合イベント波形ファイルとして保存し、再検出等の作業が効率よく行えるようにした。

5) データの解析

今年度は、1973年十勝沖地震の震源域周辺における地震波速度構造を地震波トモグラフィ解析により推定した。解析には、2006(平成18)年1月26日から9月16日の間に発生した地震を対象とした本事業のデータ処理による海陸地震観測点での検出データのほか、気象庁一元化処理による2003年1月1日から2007年2月3日に発生した地震についての北海道内の陸上観測点における検出値もあわせて用いた。図1に解析に用いた地震と地震観測点の分布を示す。

トモグラフィ解析を行う際に必要な初期震源の位置は、OBSと陸上観測点でのPおよびS波の到達時刻から、トモグラフィ解析の初期構造として用いたのと同様な1次元速度構造を仮定した震源決定により求めた。このとき、OBS観測点での到達時刻データについては、表層堆積層の厚さに比例する走時遅れがあるものと考え、OBSの波形記録にみられる堆積基盤でのPS変換波とP波初動との到達時刻差を利用して走時おくれを推定し、OBS観測点ごとに補正を行った。OBSで観測される到達時刻データに対するこの補正は、トモグラフィ解析で使用するデータにも同様にして与えた。図2には、PS変換波とP波初動との到達時刻差をOBS観測点ごとに示した。

トモグラフィ解析には、Zhang and Turber [2003]¹⁾により開発されたダブル・ディファレンス・トモグラフィ(DDT)法を用いた。この解析法は、多数の震源-観測点組み合わせに対するPおよびS波の到達時刻データを用いるだけでなく、観測点ごとに異なる地震に対する到達時刻の差を計測して、それをあわせて解析に用いることにより、震源付近の構造の推定精度を向上させることが可能な点に特徴がある。到達時刻差を計測する地震の組み合わせは、初期震源間の距離が50km以下となったものとした。

図1にトモグラフィ解析において地震波速度を表現するための格子点の配置を示した。

トモグラフィ解析に各格子点に与える初期速度は、格子点の深さにのみ依存するものとし、初期震源の決定の際に用いた1次元速度構造モデルと同じ深さ分布とした。合計で129観測点、3289個の地震を解析に使用した。格子点は水平方向には千島海溝とほぼ平行・直交する2方向に配置し、格子点間隔は、海溝の走向に平行する方向には20km、直交する方向には10kmとした。深さ方向の格子間隔は10kmとした。

図3と4は、モデル空間内における解像度を調べるために行った checkerboard resolution test (CRT) の結果をしめす鉛直断面図である。図5にそれぞれの断面の位置を示した。CRTでは、速度を与える格子点に対して初期速度の $\pm 5\%$ の擾乱を交互に与え、そのモデルから計算される走時データをテストデータとして、これを用いたトモグラフィ解析を行い、推定された速度構造モデルとテストデータを計算するために与えたモデルとを比較する。テストデータは、実際の観測データと同じ震源と観測点の組み合わせについてのみ求め、P波については0.1秒、S波については0.3秒の標準偏差を持つランダム誤差を与えた。

図3と4では、P波速度(V_p)とS波速度(V_s)に対してトモグラフィで推定された擾乱パターンをカラーパターンで表す。図をみてもわかるように、 V_p と V_s ともに広い範囲で checkerboard パターンが回復されており、今回の解析に用いたデータセットにより、海陸プレート境界付近を中心として、沈み込む太平洋スラブ内や北海道内陸域直下の地震波速度不均質構造を高い分解能で推定することができることがわかる。ただし、深さ20kmより浅い領域については checkerboard パターンの回復が良くなく、地殻浅部の構造の推定分解能は高くない。特に、OBSを沿岸付近に設置することができなかつたため、地殻浅部での解像度の低下は海岸線直下で顕著である。一方で、根室・釧路沖の海域は全般的に地震活動が高くない(図1)にもかかわらず、プレート境界およびスラブ内の構造の分解能が沖合側でも高いことが特筆される。これは、本業務によって設置したOBSにより多くの稍深発および深発地震を捉えることができたためであると考えられる。

図6は、推定された V_p 及び速度構造とともに再決定された震源の分布を示す鉛直断面である。それぞれの断面図の位置は図6に示すとおりである。再決定された震源の多くは、二重深発地震面の上面及び下面に対応する活動域に分布する。震源が再決定された地震の中には、陸上観測点で波形記録の解析から相似地震に認定されたものも含まれるが、それらの震源(図6中黄色で表示)はいずれも上面に対応する地震活動域に属しており、より詳しくみると上面の活動の浅い側の縁に位置する。相似地震はプレート境界面上で発生していると考えられることから、再決定された震源分布から、地震面上面の浅い側の縁をなぞるようにしてプレート境界面の位置を推定することが可能であると考えられる。

上面に属する地震のほとんどは深さ30km以深に分布しているが、この範囲で震源付近の V_p に注目すると、上面の地震活動より浅い側および深い側に比べて低速度($V_p \sim 7\text{km/s}$)となっており、震源分布に沿うように陸側に傾斜する低速度層が存在することがわかる。この層の厚さは10km程度であり、上面の地震活動の上縁がプレート境界と一致することを考えると、この低速度層は沈み込む海洋性地殻に対応すると解釈できる。従って、上面の地震活動よりも浅い側にある高速度域($V_p > 7.8\text{km/s}$)は、上盤側のマントル・ウエッジに対応し、深い側にある高速度域は沈み込む太平洋プレートのスラブマントルに対

応すると解釈される。

なお、マントル・ウエッジ内でもプレート境界に近い部分での V_p は 7.5km/s 程度に低下しているように見えるが、これは解析結果がもつ空間分解能の限界による見かけのものである可能性がある。今回用いた解析手法では、プレート境界面などで速度の不連続を取り入れることができないため、そうした境界面における速度変化が空間的に滑らかに表現されてしまうことは避けられない。低速度の海洋性地殻に接しているマントル・ウエッジ内のプレート境界に近い部分の速度は、こうした理由により見かけ上低速度に見えているのかもしれない。ただし、プレート境界近傍における地震波速度の上方はきわめて重要であり、こうした速度低下がみかけ上のものに過ぎないのか、真の構造を反映しているのかについては、今後慎重な検討が必要である。

一方で、上面の地震活動は深さ 30km より浅い側では不活発であるため、この深さ範囲に対しては、上述のように震源分布を用いてプレート境界面の位置を推定するのは困難である。しかし、 V_p の分布をみると、 7km/s 程度の V_p をもつ海洋性地殻に対応する層と V_p とそれに平行する 8km/s 程度のスラブマントル層の組み合わせが、深さ 30km より浅い側に向かって傾斜角度をわずかに変化させながら連続していることがわかる。これは、プレート境界の位置を震源分布から推定することが難しい浅部についても、沈み込むスラブの構造が速度分布としてイメージされていることを意味する。

それでもなお、この部分ではプレート境界面の位置を推定することは困難である。詳しくは後述するが、プレート境界より上盤側の千島弧は地殻の厚さが 30km 程度であるため、深さ 30km より浅い部分でのプレート境界は千島弧の地殻（島弧地殻）と沈み込む海洋性地殻との境界となっている。そのため、プレート境界での速度コントラストは、海洋性地殻とスラブマントルとの境界に比べて小さく、 V_p 分布から境界の位置を推定することが難しくなっている。

釧路・根室沖の海域においては過去に人工地震探査が行われており²⁾³⁾、部分的ではあるが、深さ 20km 程度までの範囲でプレート境界面の深さが推定されている。そこで、深さ 30km より深い範囲については本研究で求めた震源深さ分布を用いてプレート境界面の形状を推定し、それを人工地震探査の結果に滑らかにつながるように浅い側に延長することにより、全域のプレート境界面の形状を推定した。震源分布から推定した深部でのプレート境界を浅部へ延長する際には、プレート境界面の形状変化が V_p 構造から推定されるスラブの形状変化（傾斜角度の変化）に従うようにした。図 6 には、このようにして推定したプレート境界面の各鉛直断面上での位置を実線で示している。

図 7 は推定された V_s の分布を図 6 と同じ鉛直断面で示したものである。上で定義したプレート境界の位置を基準に見ると、 V_p 構造と同様に、プレート境界面と平行するようにそのすぐ下側に厚さ 10km 程度の低 V_s の層がイメージされており、これが海洋性地殻に対応し、プレート境界の深さが 30km より深い領域では、海洋性地殻を上下から挟むように、高 V_s の領域が広がっており、それぞれがマントル・ウエッジとスラブマントルに対応する。

次に、プレート境界面より上盤側の千島弧側のプレート内構造について、詳しく見てみる。 V_p 構造（図 6）でみると、深さがおよそ 30km までは V_p は 8km/s に達しないため、島弧地殻の平均的な厚さは 30km で、それより深い側がマントル・ウエッジであると考え

られる。深さ 30km 以深のマントル・ウエッジと考えられる範囲の速度分布をみると、いずれの断面でも、地表の火山フロント付近から北側に向かって、プレート境界面に比べると高角で傾き下がる低速度域が存在することがわかる。この低速度域よりも前弧側では V_p は 8km/s 程度のマントル橄欖岩として標準的な速度であるが、低速度域はそれに比べて 5%以上の速度低下を示している。 V_s 構造でも同様の低速度域を見ることができるが、速度低下率は V_p よりも大きく、この低速度域内部では高 V_p/V_s 比であることがわかる。

こうした顕著な速度低下があるために、火山フロントより北側においては V_p や V_s の分布だけからは地殻の厚さ変化を正確に推定することはできないが、マントル内に顕著な速度低下がみられない前弧域では、 V_p が 8km/s に達する深さを島弧地殻の厚さの目安と考えて、地殻厚さの変化を議論することができる。このようにして推定される前弧域の島弧地殻の厚さは、調査領域の東側に比べて西側の方が厚くなっている。A~D の断面では、地殻の厚さは平均的に 30km 程度であるのに対して、F の断面では 40km となっており、断面 D と F の位置の間で地殻の厚さが変化している様子がわかる。

次に、プレート境界に沿った速度の変化に注目する。図 8 は上記のようにして定義したプレート境界に沿って、その 5km 上方での V_p の変化を、プレート境界面の等深線とあわせて示したものである。細線で示した等値線は、1973 年根室半島沖地震⁴⁾、2003 年十勝沖地震⁵⁾、2004 年釧路沖地震⁶⁾の地震時すべり量分布であり、各地震のアスペリティの位置の目安として示した。

沈み込む太平洋スラブがマントル・ウエッジと接する領域の広がりや、プレート境界近傍のマントル・ウエッジの地震波速度が低下して推定される傾向にあることを考慮すると、図 8 では V_p が 7.5km/s を超えている範囲と定義できるだろう。その範囲をプレート境界面の等深線と比較すると、プレート境界面の深さがおおむね 40km を超えたところで、太平洋スラブとマントル・ウエッジが接するようになっていることがわかる。詳しく見ると、 V_p が 7.5km/s を超える領域の海溝側の縁は、東部の根室半島沖ではプレート境界深さで 35km くらいであるのに対し、西部の十勝沖では内陸側に後退してプレート境界深さが 45km 程度のところから高 V_p 領域となっている。これは、上述のように、島弧地殻の厚さが西に向かって厚くなっていることを反映したものである。

この V_p 分布を、1973 年根室半島沖地震や 2003 年十勝沖地震の破壊域と比較すると、破壊域の内陸側の縁と、上記のマントル・ウエッジの海溝側の縁とがほぼ一致していることがわかる。つまり、こうしたプレート境界型大地震の破壊域は主として、沈み込む太平洋スラブが島弧地殻と接している範囲にとどまっている。細かく見ると、2004 年釧路沖地震の破壊域は、明らかにマントル・ウエッジ側に入り込んでいるが、大局的には、こうした対応関係が成り立っているようにみえる。

東北日本弧においては、1994 年三陸はるか沖地震や 1981 年宮城県沖地震などの震源域が、同様に太平洋スラブと島弧地殻とが接している部分に位置する⁷⁾⁸⁾。しかし、1968 年十勝沖地震の破壊域の北西側や 1978 年および 2005 年の宮城県沖地震の破壊域は明らかにマントル・ウエッジの下のプレート境界上にあつて⁹⁾¹⁰⁾、大地震の発生域が島弧地殻との接触域と限られる北海道南東部（千島弧南部）と比べ、東北日本弧におけるプレート境界型地震の発生様式に違いがあることが指摘できる。

次に、沈み込む太平洋スラブ側の構造に注目する。図 6 と 7 に示した V_p および V_s 分

布を示す鉛直断面をみると、プレート境界面直下の低速度層の厚さに顕著な不均質が見られる。この低速度層はほとんどの断面で10km程度の厚さであることから、海洋性地殻であると考えられる。しかし、断面Eにおける低速度層の厚さは、他の断面と比べて顕著に厚くなっている。この異常構造は、海洋性地殻が局地的に厚くなっているか、最上部マントルに低速度異常域が形成されているかのいずれかであるものと解釈される。再決定された震源の分布をみると、低速度層が厚くなっている断面Eでは、他の断面と比べて、スラブ内の地震活動に違いがみられる。他の断面では、ほとんどのスラブ内地震が二重面に集中しているが、断面Eでは、2つの面の間にも多くの地震が発生している。こうしたスラブ内地震の発生機構には、スラブ内の水などの流体の挙動が深く関与していると考えられている¹¹⁾。こうした流体がスラブマントル内に存在すると地震波速度の低下を招くことが考えられ、断面Eにおける地震波速度低下と、スラブ内で分散して地震が発生することは、この領域でスラブ内の流体密度が高まっている可能性を示す。

このスラブ内の異常構造の空間的な広がりを見るために、プレート境界に沿って10km下側における V_p の分布を図9に示す。すると、この異常構造は、釧路沖の比較的海岸線に近い範囲に限定的に存在することがわかる。この異常域の大きさは、現在千島海溝の外側斜面域にある海山(図5)と同程度であることから、かつて海山があった場所で形成された太平洋プレート内の異常構造が、沈み込み後も保存されたものであるのかもしれない。

以上のような根室沖のプレート境界地震発生域の地震波速度構造に関する研究とともに、今年度はプレート境界における小繰り返し地震の発生機構に関する研究を進めた。

昨年度までの研究では、プレート境界面上の小アスペリティの繰り返し破壊である相似地震の発生頻度を利用することにより、対応する小アスペリティ周辺におけるすべり速度の推定を行ってきた。こうした解析では、小アスペリティの繰り返し破壊で生じる地震波は変化しないという前提に立ち、観測波形が相似であることを条件として繰り返し破壊に対応する地震の検出を行っている。一方で、数値シミュレーションにより、同一アスペリティの破壊であっても、その周囲のすべり速度に大きな擾乱がある場合には、その影響を受けてアスペリティの破壊過程が変化しうるということが示されている¹²⁾。こうしたことが実際のプレート境界で発生していると、たとえば大地震の発生後に顕著な余効すべりが生じているような場合には、通常相似地震を起こしているような小アスペリティが破壊したとしても、すべり速度の変化によって破壊過程が変化し、結果的に観測波形の相似性が失われ、「相似地震」と認定されず、結果的に余効すべりによるすべり速度の加速を検知できないという問題が起こりうる。したがって、本事業で進める相似地震解析の高度化をめざす上で、小アスペリティの破壊過程の詳細な解析は重要である。

ここでは、2002年11月3日に宮城県沖で発生したM6.3のプレート境界地震の震源の近くに位置する相似地震グループに着目して、その破壊過程の変化を調べた(図11)。このM6.3の地震は、地震発生後に余効すべりを伴ったことがGPS観測から明らかとなっているため¹³⁾、上記のような外的擾乱が小アスペリティの破壊過程に影響を評価する上で有効な事例である。

今回の解析では、波形の相似性が低下することが予想されるため、従来よりも波形の相似性に関する判断基準を緩くすることにより、同一グループに属する可能性のある地

震を選別し直した。その結果、M6.3の地震が発生からおよそ1ヶ月後の2002年11月30日に、このグループに属している可能性のある地震が発生していることがわかった。この地震は、従来の基準では相似地震とは認定されていないものである。この地震を含めて、同一グループに属する地震の震源位置ならびに破壊域の大きさをDD震源決定法¹⁴⁾とMWSR震源スペクトル推定法¹⁵⁾を用いて推定した結果を、図12に示す。この図をみると、11月30日の地震は、震源（セントロイド）の位置・破壊域の大きさともに、グループを構成する他の地震と良い一致を示しており、同一アスペリティの破壊であったと認定できる。

このグループに属する地震間の波形の相似性を、この地震の発生サイクルにそって示したものを図13に示す。この図を見ると、2002年11月30日だけが、同一のアスペリティの繰り返し破壊であるにもかかわらず、他の地震との波形の相似性が乱されていたことが明瞭に示されている。特に、高周波数成分において波形の相似性の乱れが顕著であることが注目される。以上のような観測事実は、プレート間すべり速度の擾乱が小アスペリティの破壊過程に対して実際に影響を及ぼしていることを強く示唆する。

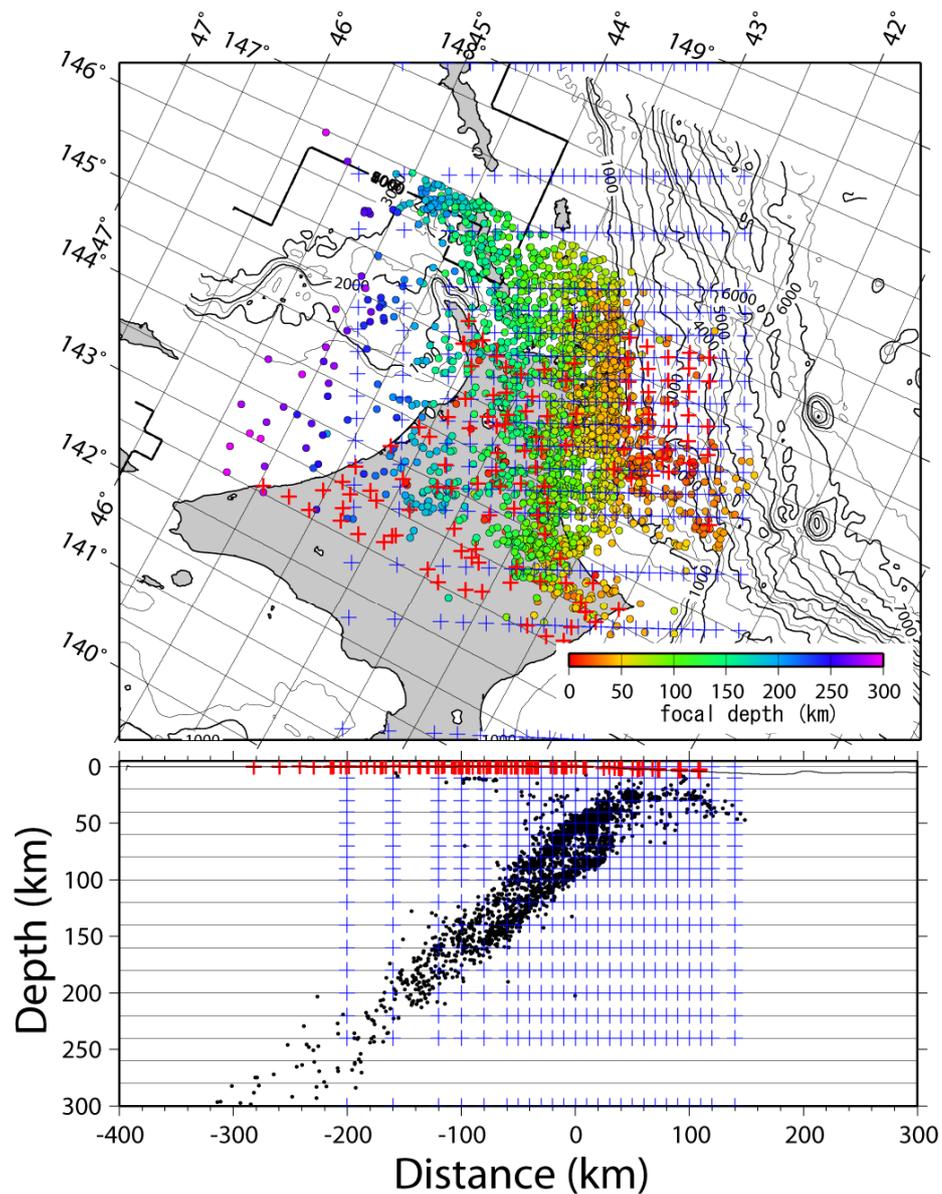


図1 1973年根室半島沖地震の震源域の速度構造を推定するために使用した地震および地震観測点の分布

上) 震央と観測点の分布。震央は震源深さに対応した色シンボルで、観測点は赤十字印で示す。下) 鉛直断面図。青の十字は、トモグラフィ解析の際に速度を推定する格子点の配置を示す。

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

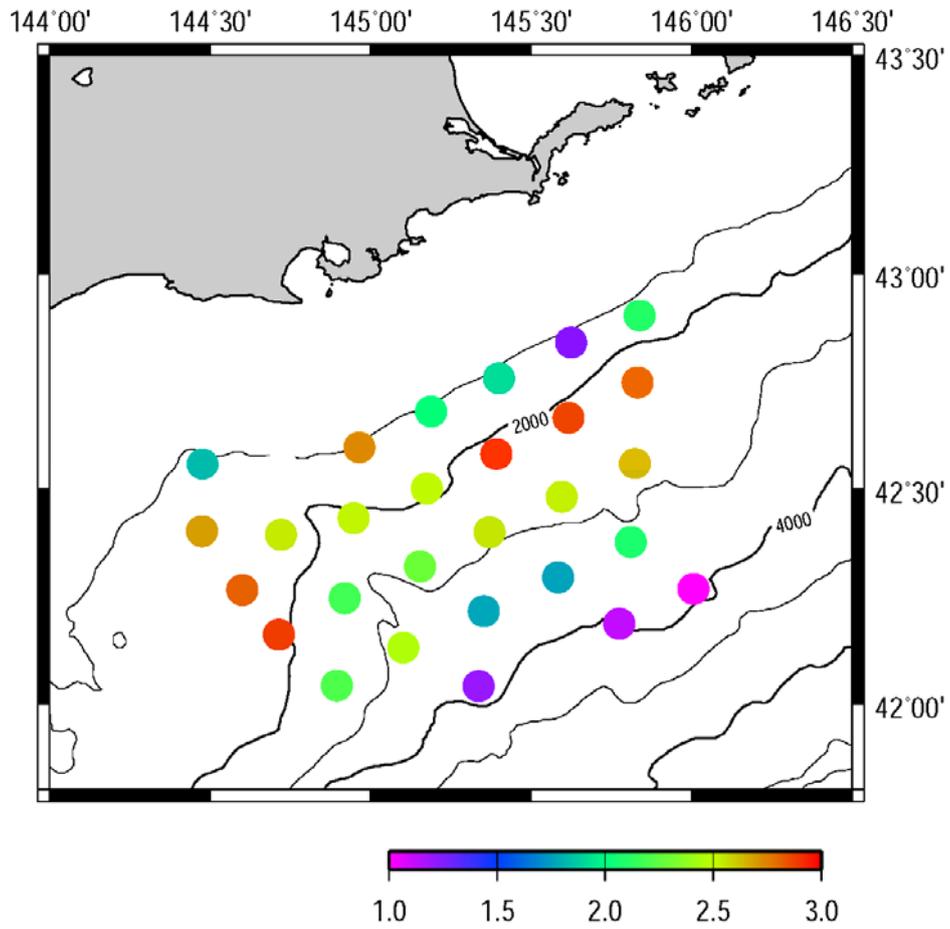


図2 各OBS観測点におけるPS-P時間を観測点位置にプロットしたもの。PS-P時間に応じてシンボルの色を変えてある。カラースケールの単位は秒。

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

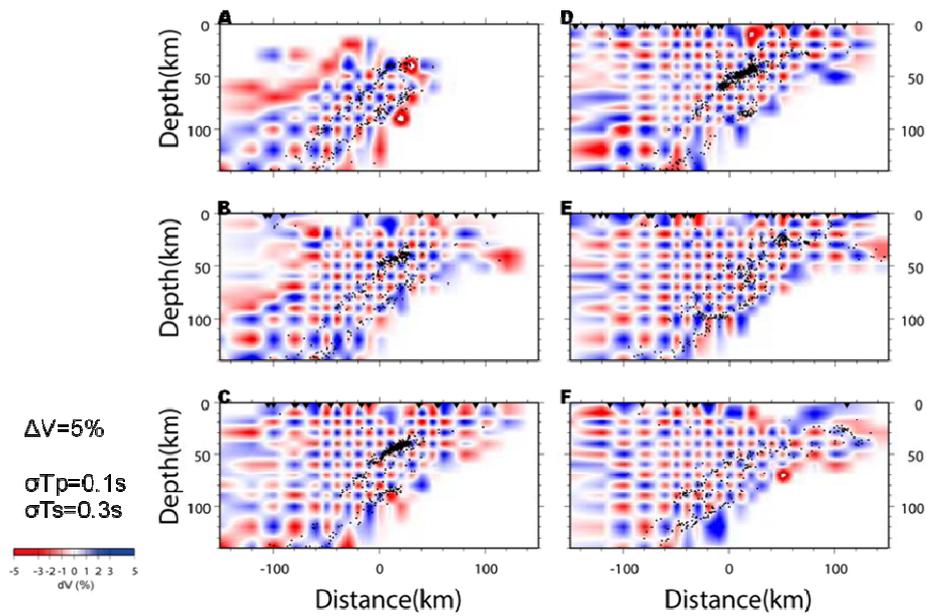


図3 チェッカーボード・レゾリューション・テスト (CRT) の結果 V_p に対するもの
各格子点に $\pm 5\%$ の速度擾乱を交互にあたえて計算した到達時刻データをもちいてイン
バージョンを行って得られた結果を示す。A~Dの断面の位置は、図6に示す。

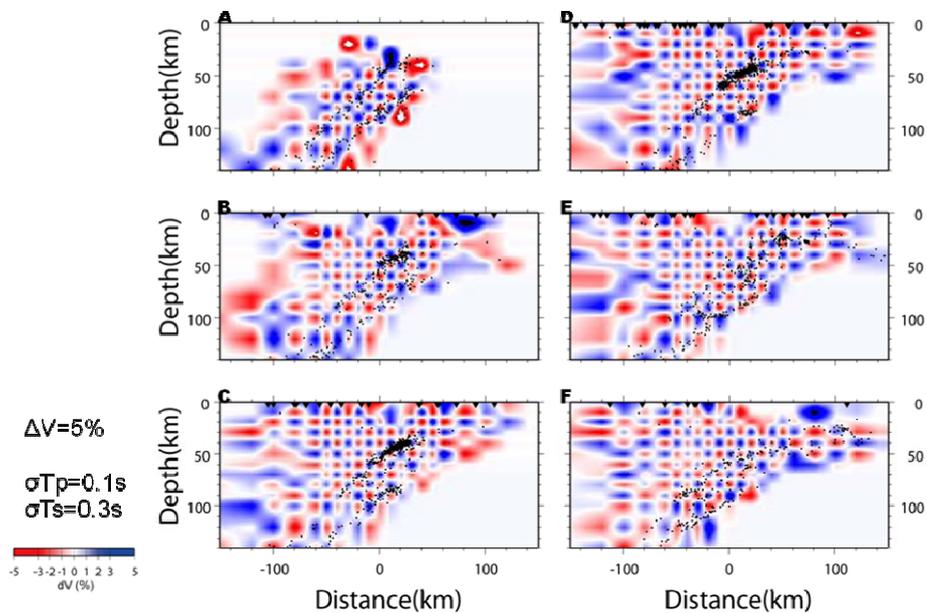


図4 チェッカーボード・レゾリューション・テスト (CRT) の結果 V_s に対するもの
各格子点に $\pm 5\%$ の速度擾乱を交互にあたえて計算した到達時刻データをもちいてイン
バージョンを行って得られた結果を示す。A~Dの断面の位置は、図6に示す。

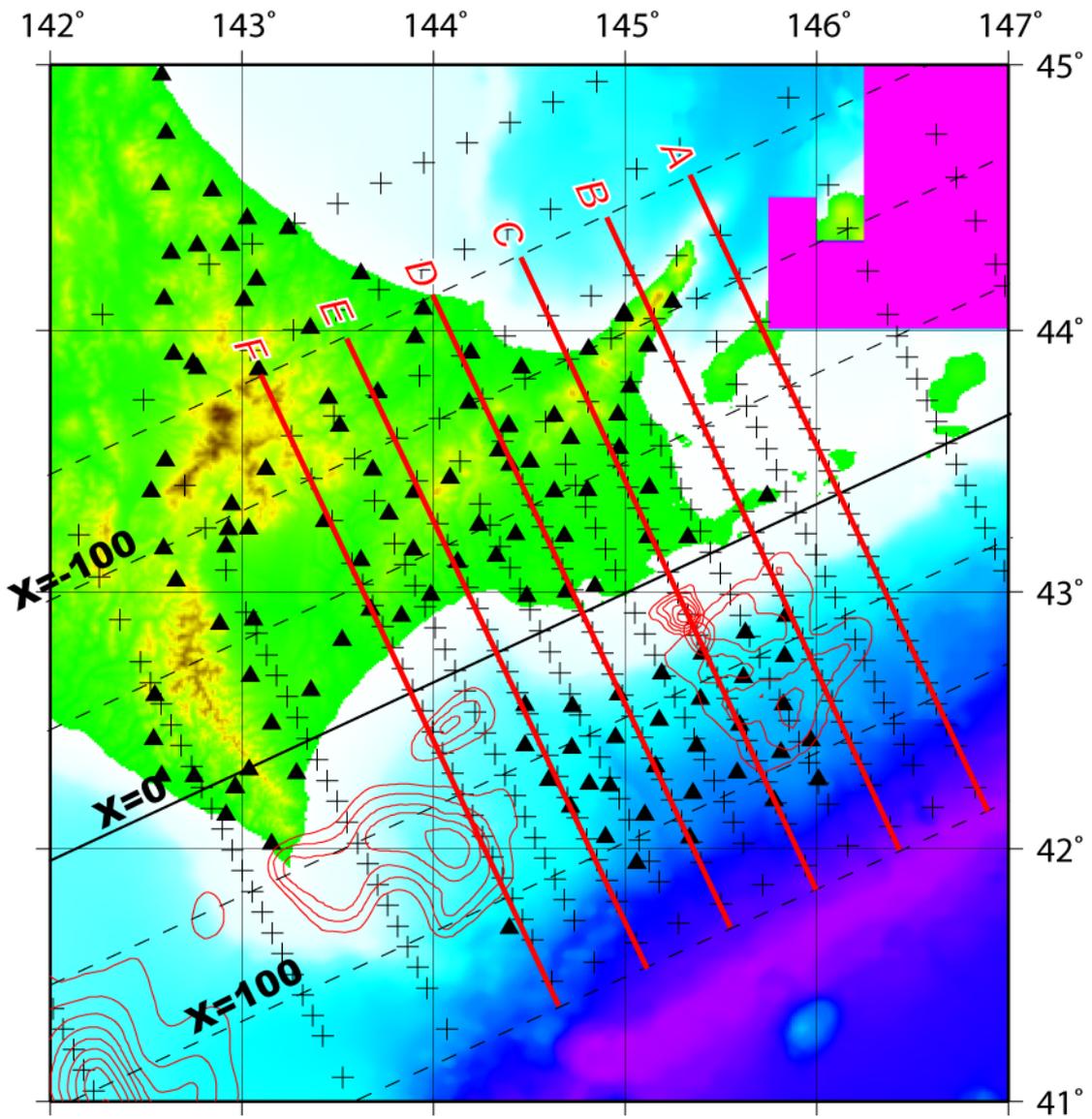


図5 トモグラフィ解析の結果を示す断面の位置

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

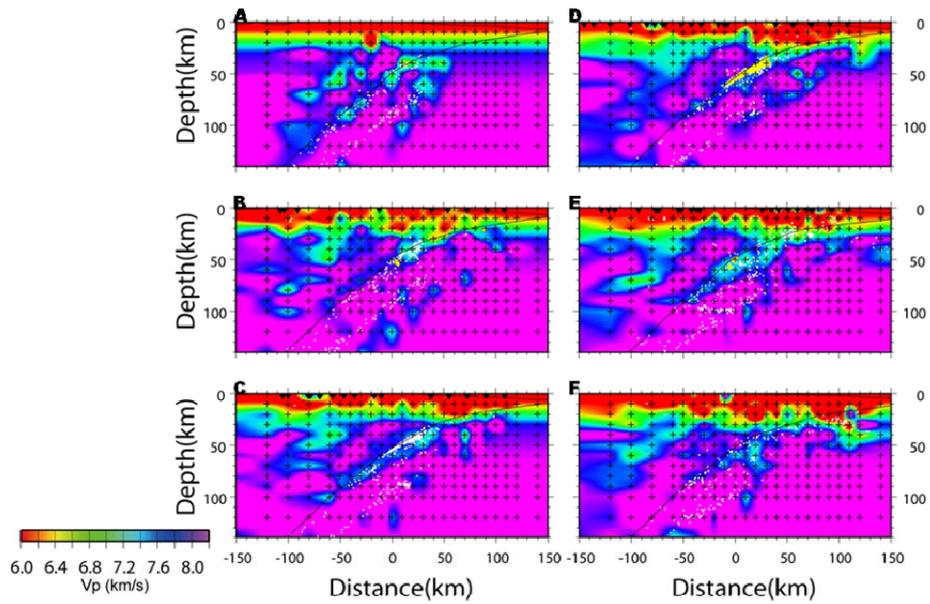


図6 推定された V_p 構造

白丸は再決定された震源。実線は震源分布と速度分布から推定したプレート境界の位置。

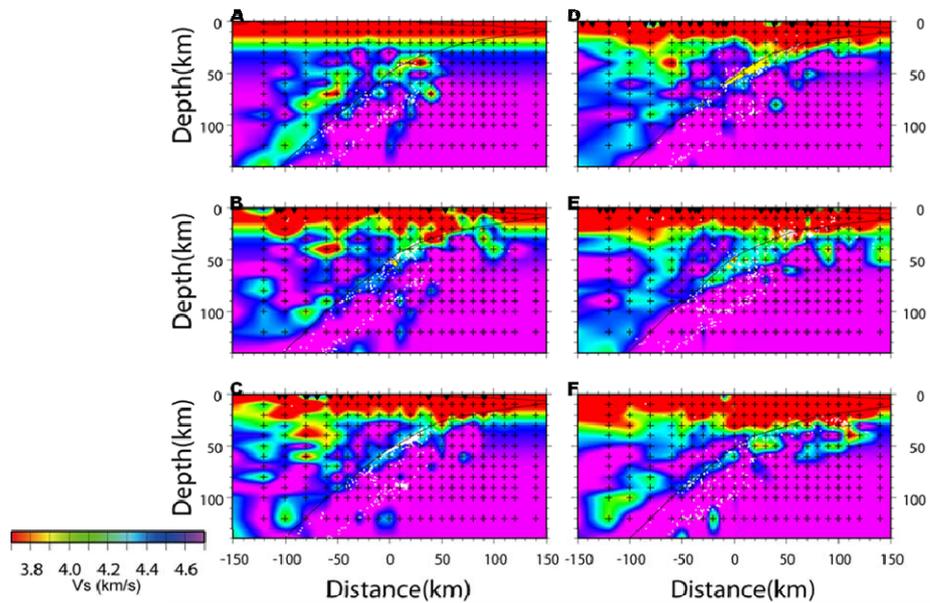


図7 推定された V_s 構造

白丸は再決定された震源。実線は震源分布と速度分布から推定したプレート境界の位置。

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

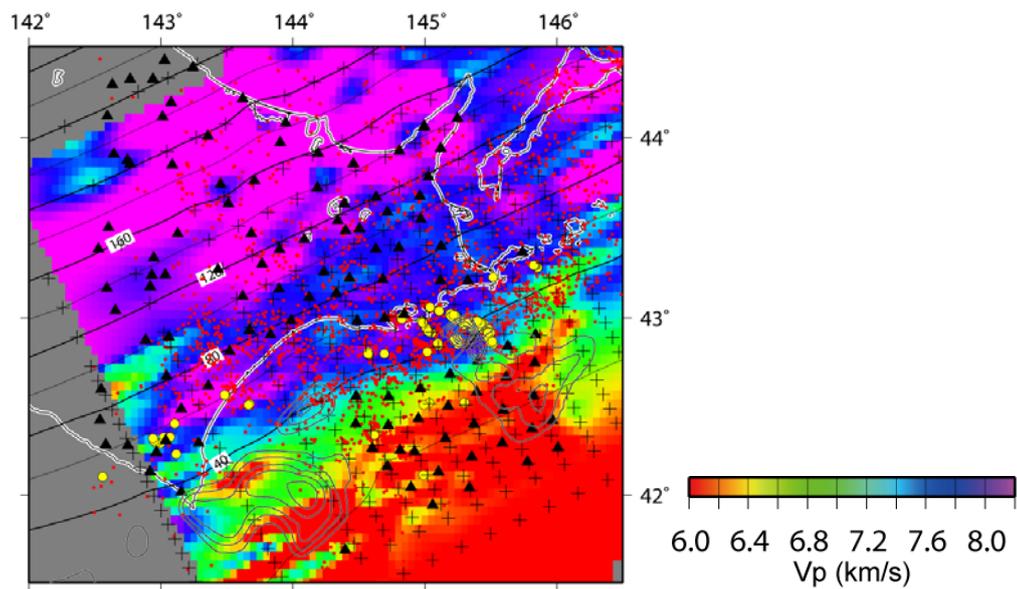


図8 プレート境界面に沿ったマンテル・ウェッジ内の V_p の変化
プレート境界面より 5km 上での値を示す。コンターはプレート境界面の等深線(10km 間隔)。

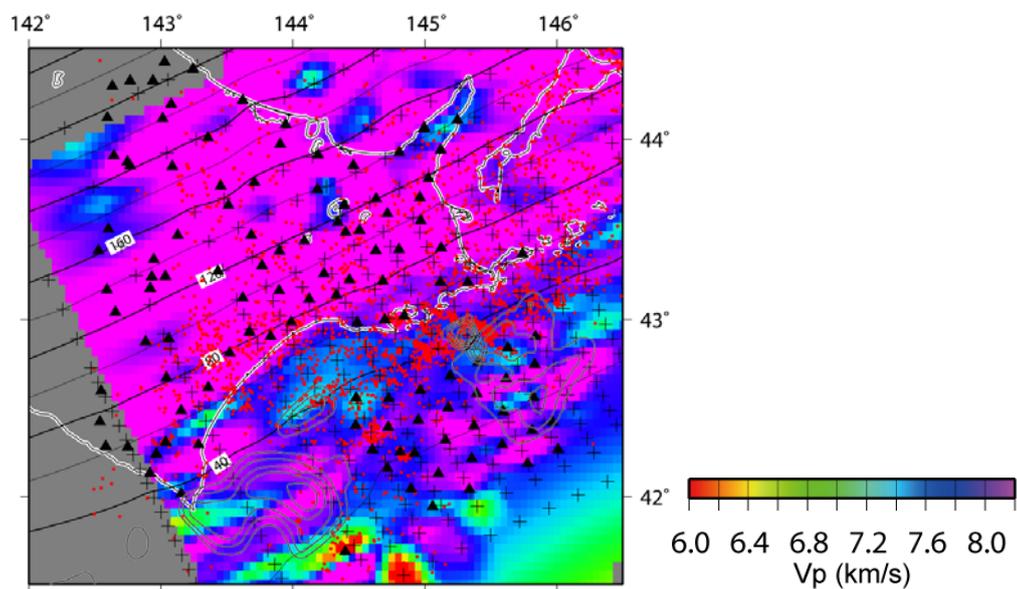


図9 プレート境界面に沿ったスラブマンテル内の V_p の変化
プレート境界面より 10km 下での値を示す。コンターはプレート境界面の等深線 (10km 間隔)。

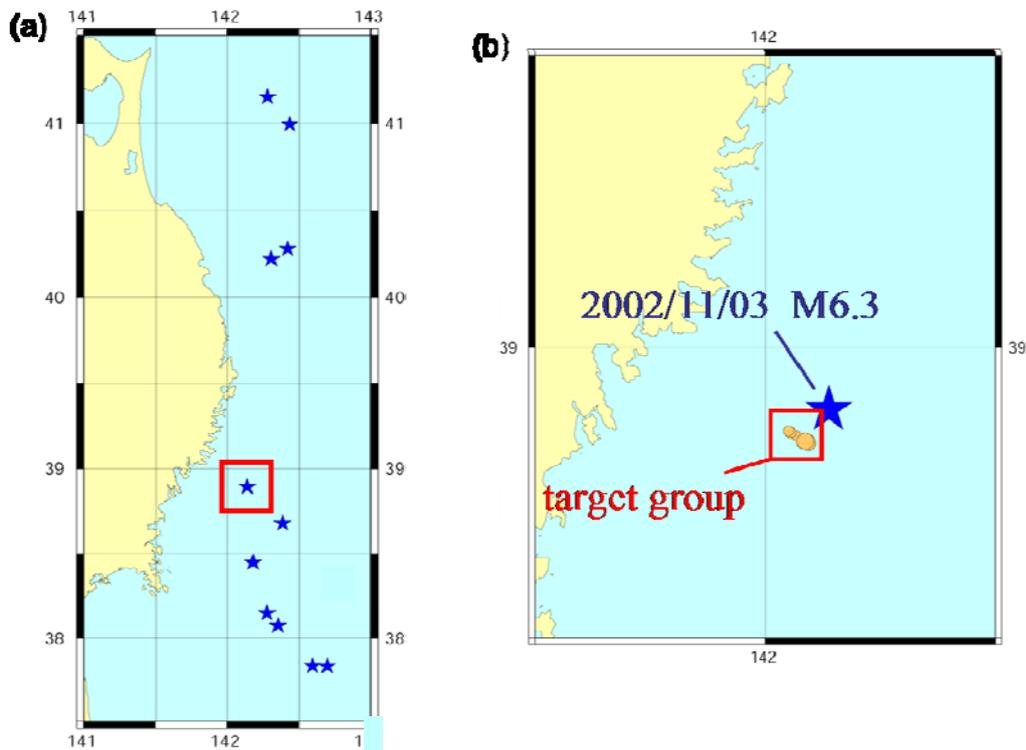


図 10 解析した宮城県沖の小繰り返り地震クラスターの位置

(a)1995 年から 2006 年の間にプレート境界で発生した M6 以上の地震 (★印) と拡大図 (b) の範囲 (赤枠)。 (b)2002 年 11 月 3 日に発生した宮城県沖の地震 (M6.3, ★印) と解析対象とする小繰り返り地震グループ (赤枠)。

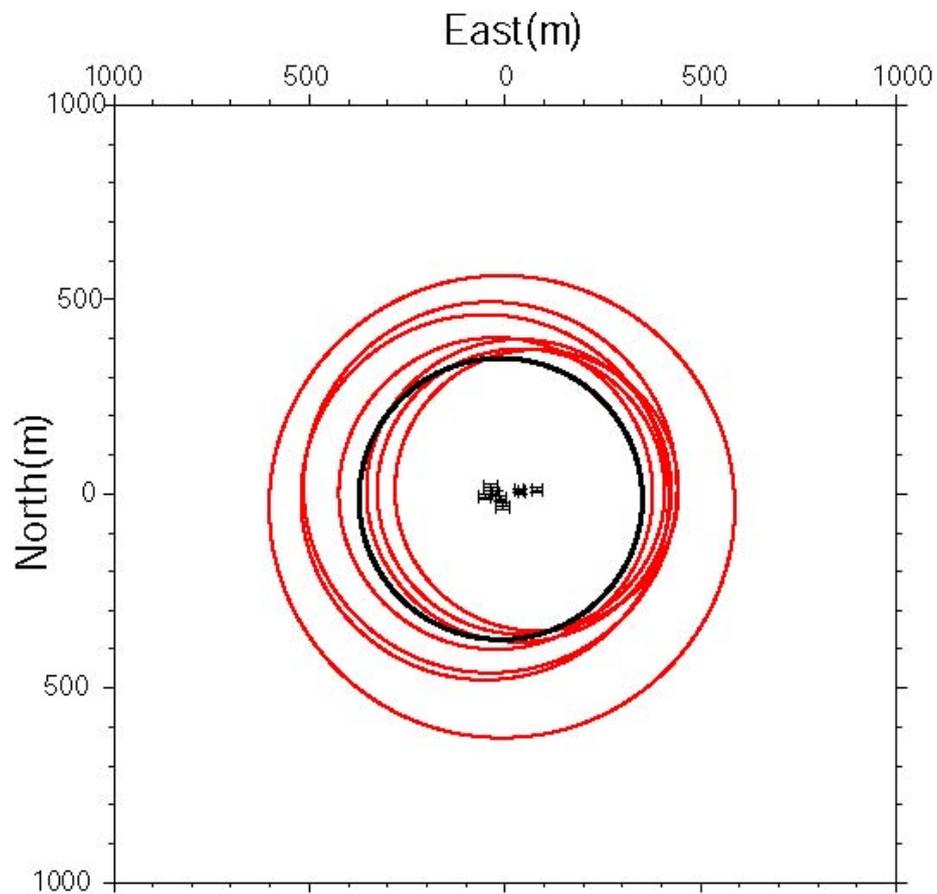


図 11 2002 年 11 月 3 日の宮城県沖の地震付近に存在する小繰り返し地震グループの震源再決定結果

赤円は Uchida et al. (2006) の基準で小繰り返し地震と判定された地震、黒円は同基準で小繰り返し地震と判定されなかった地震を表す。円の大きさは Multi Window Spectral Ratio 法で求めた地震の断層サイズを示す。

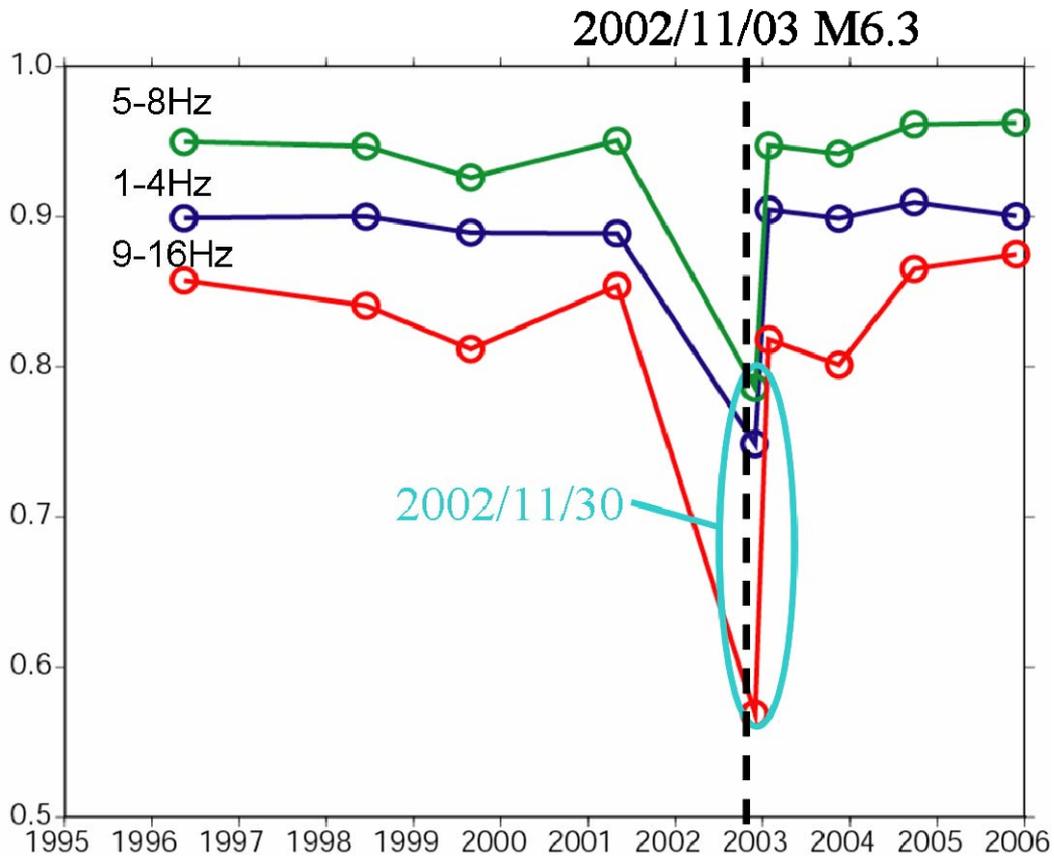


図 12 対象の小繰り返し地震グループに含まれる9個の地震間の波形相関
 縦に並んだ3つの円は、1つの地震についてグループ内の他の地震8個とそれぞれ1-4Hz, 5-8Hz, 9-16Hzの3帯域でコヒーレンスを計算し、帯域ごとに8つのコヒーレンスを平均した値を示している。黒破線は2002年11月3日に発生した宮城県沖の地震(M6.3)の発生時期を、水色の楕円は2002年11月30日に発生した地震。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成19年度には、

- 1) 観測点配置に関する調整
- 2) 海底地震計の設置・回収
- 3) 海底地震観測データの処理
- 4) 陸域観測網データの収集
- 5) データの解析

の業務を実施した。

予定通りえりも沖における長期海底地震計による海底地震観測データを取得できたほか、三陸沖における海底地震観測も開始することができた。えりも沖における海底地震観測データについては、気象庁一元化震源リストに掲載されている地震を対象に、東京大学地震研究所と分担して、PおよびS波の到達時刻の検出作業を実施した。

平成18年度に根室沖で行った長期海底地震観測のデータを用いることにより、1973年根室半島沖地震の破壊域とその周辺における3次元地震波速度構造を推定することに成功した。北海道南東沖の前弧域では島弧地殻の厚さが30km程度あり、襟裳岬に向かって厚くなる傾向にある。根室半島沖地震や2003年十勝沖地震の破壊域の下限の深さは、島弧地殻の厚さとほぼ一致することから、これらの大地震の震源域は主として島弧地殻が沈み込む海洋性地殻と接している範囲に限られている可能性がある。

また、2002年に宮城県沖で発生したM6.3のプレート境界地震の余効すべり発生域内に位置する小繰り返し地震の破壊過程について詳細な解析を行った。その結果、震源位置と破壊域のサイズからみて、同一の小アスペリティの破壊と考えられる地震活動の系列の中で、余効すべりが発生中に起こった1つの地震の波形は、同一系列に属する他の地震波形との相似性を失っていることを見いだした。このことは、アスペリティ周囲におけるすべり速度の擾乱がアスペリティの地震時破壊過程に影響を及ぼしうることを示す。

平成20年度には、平成19年度にえりも沖において行った海底地震観測のデータを用いた速度構造解析に着手する。この地域は、2003年の十勝沖地震の発生後未破壊のまま残されているが、1968年十勝沖地震の北西側破壊域にも隣接している。1968年十勝沖地震のアスペリティが次に破壊する際の破壊様式を予測する上で、この地域の地震波速度構造の特徴を解明することは重要であると考えられる。なお、このデータを用いた解析では、平成18年度に実施した三陸沖北部における地震波トモグラフィ解析のデータセットを加えることにより、東北日本一千島島弧会合部の複雑な地下構造を推定することが可能であると期待される。相似地震解析に関しては、相似地震のデータ蓄積を進め、GPS解析との比較やシミュレーションとの比較などを続け、相似地震解析により求められるすべり量に関する検討を継続するほか、長期海底地震観測と共通して観測された地震については、その震源位置の地震波速度構造やそのほかの非相似地震の震源分布との対応関係についての検討を進めることにより、プレート境界のすべり域の中に孤立した小アスペリティと仮定されている相似地震が、実際にはどのような場で発生しているのかについての検討を進めていく。

(e) 引用文献

- 1) Zhang H., and C. Thurber, Double-Difference Tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 1875-1889, 2003.
- 2) Nakanishi, A. A. J. Smith, S. Miura, T. Tsuru, S. Kodaira, K. Obana, N. Takahashi, P. R. Cummins and Y. Kaneda, Structural factors controlling the coseismic rupture zone of the 1973 Nemuro-Oki earthquake, the southern Kuril Trench seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002574, 2004.
- 3) 東龍介、2003年十勝沖地震震源域から1973年根室半島沖地震震源域にかけての千島海溝における地殻構造、北海道大学修士論文、pp74、2005。
- 4) 山中佳子・菊池正幸、アスペリティマップー北海道編（その1）ー、日本地震学会講演予稿集、B52、2002。
- 5) EIC地震学ノート、2004年12月6日釧路沖の地震（Mj6.9）、http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC159.html, 2004。
- 6) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, doi10.1029/2003JB002683, 2004.
- 7) Ito, A., G. Fujie, T. Tsuru, S. Kodaira, A. Nakanishi and Y. Kaneda, Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, 163-175, 2004.
- 8) Ito, A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda and R. Hino, Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan Trench subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/GL2004022307, 2005.
- 9) Hino, R., A. Kuwano, Y. Yamamoto, A. Hasegawa, T. Yamada, T. Kanazawa, M. Shinohara, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, S. Sakai, Y. Murai, T. Takanami, and M. Yamashita, 3D Seismic Velocity Structure Around the Rupture Area of the 1968 Tokachi-Oki Earthquake (Mw 8.3), northeastern Japan, *Eos Trans. AGU*, 87 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract T21A-0839, 2006.
- 10) Yamamoto, Y., R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto, G. Aoki, Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Okiearthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL025619,

2006.

11) Kita, S., T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, Existence of a seismic belt in the upper plane of the double seismic zone extending in the along-arc direction at depths of 70–100 km beneath NE Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2006GL028239, 2006.

12) Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, R. Hino, and A. Hasegawa, Triggered non-similar slip events on repeating earthquake asperities; results from 3D numerical simulations based on a friction law, *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi: 10.1029/2006GL028323, 2007.

13) 三浦哲・油井智史・伊藤浩司・長谷川昭・佐藤俊也・立花憲司、GPSデータにより推定された宮城県沖プレート境界の非地震性すべり—2002年11月3日M6.3・2005年8月16日M7.2後の余効変動—、日本地球惑星科学連合2006年大会予稿集、D124-006、2006。

14) Waldhauser, F., and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353–1368, 2000.

15) Imanishi, K., and W. L. Ellsworth, Source scaling relationships of microearthquakes at Parkfield, CA, determined using the SAFOD Pilot Hole Seismic Array, in "Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Earthquake Faulting", *Geophys. Monogr. Ser.*, vol, 170, edited by R. Abercrombie et al., pp. 81–90, AGU, Washington, D. C., 2006.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
内田直希・松澤暢・平原聡・五十嵐俊博・長谷川昭	小繰り返し地震による東北日本プレート境界の準静的すべりのマッピングとモニタリング	地球惑星科学関連学会2007年合同大会	平成19年5月19日
Gamage, S. S. N., N. Umino, A. Hasegawa	Offshore double-Planed shallow seismicity in the NE Japan forearc region revealed by seismic waveform characteristics	地球惑星科学関連学会2007年合同大会	平成19年5月19日

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

荒尾正克・松澤暢・内田直希・有吉慶介・長谷川昭	小繰り返し地震波形の各周波数におけるコーレンスと再来間隔との関係	地球惑星科学関連学会 2007 年合同大会	平成 19 年 5 月 19 日
有吉慶介・松澤暢・日野亮太・長谷川昭	十勝沖地震後に発生した低周波イベントの発生要因の解明	地球惑星科学関連学会 2007 年合同大会	平成 19 年 5 月 19 日
趙大鵬・海野徳仁・長谷川昭	sP depth phaseを用いた日本列島周辺海域の三次元構造決定	地球惑星科学関連学会 2007 年合同大会	平成 19 年 5 月 19 日
桑野亜佐子・日野亮太・篠原雅尚・山田知朗・望月公廣・中東和夫・酒井慎一・金沢敏彦・山本揚二郎・長谷川昭 他	1968年十勝沖地震アスペリィ付近の速度構造不均質とプレート境界面形状	地球惑星科学関連学会 2007 年合同大会	平成 19 年 5 月 19 日
Matsuzawa, T., N. Uchida, T. Okada, K. Ariyoshi, M. Arao, A. Hasegawa	A modified asperity Model for the interpolate earthquakes in the northeastern Japan subduction zone	EASTEC	平成 19 年 9 月 18 日
Matsuzawa, T., N. Uchida, T. Okada, K. Ariyoshi, M. arao, A. Hasegawa	A modified asperity model for the interpolate earthquakes in the northeastern Japan subduction zone	EASTEC	平成 19 年 9 月 18 日
Ariyoshi K., T. Matsuzawa, R. Hino, A. Hasegawa, Y. Ksneda	Relation between repeating earthquake activities and its focal depth	EASTEC	平成 19 年 9 月 18 日
Hino, R., Y. Yamamoto, A. Kuwano	Heterogeneity of seismic velocity structure and its relevance to the interplate coupling in the northeastern Japan forearc	EASTEC	平成 19 年 9 月 18 日

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

Gamage, S. S. N., N. Umino, A. Hasegawa	Offshore double-Planed shallow seismicity in the NE Japan forearc region revealed by seismic waveform characteristics	EASTEC	平成 19 年 9 月 18 日
飯沼卓史・三浦哲・内田直 希・佐藤俊也・立花憲司・ 長谷川昭	GPS データから推定された 東北地方のプレート間カッ リングの時空間変化-2002年 から 2006 年まで-	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 1 日
松澤暢	プレート境界における応力 集中過程	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 1 日
荒尾正克・松澤暢・内田直 希・長谷川昭	プレート境界における非相 似地震と相似地震の関係	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 1 日
長谷川昭	沈み込み帯における水の 循環と地震・火山活動- 東北日本を例として-	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 1 日
Gamage, S. S. N., N. Umino, A. Hasegawa	Earthquake generating stress of the offshore double-planed shallow seismic zone in the NE Japan forearc region	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 1 日
内田直希・松澤暢・中島淳 一・長谷川昭・広瀬冬樹	小繰り返し地震からの変 換波による関東地方のフィ リピン海プレートの形状推定	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 1 日
飯沼卓史・三浦哲・内田直 希・長谷川昭	東北日本下のプレート間カッ リングの時空間変化	「アスペリテイのマッピング とモニタリング (EARS)」 シンポジウム	平成 19 年 11 月
荒尾正克・松澤暢・内田直 希・有吉慶介・長谷川昭	小繰り返し地震アスペリテイ の微細構造とすべり特性 の時空間的ゆらぎ	「アスペリテイのマッピング とモニタリング (EARS)」 シンポジウム	平成 19 年 11 月
有吉慶介・松澤暢・日野亮 太・長谷川昭・堀高峰・金 田義行	相似地震と震源の深さと の関係	「アスペリテイのマッピング とモニタリング (EARS)」 シンポジウム	平成 19 年 11 月

3. 2. 1. 2. プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定

内田直希・松澤暢・長谷川昭	小繰り返し地震によるプレート境界の地震活動の理解, 地震活動のモデルと予測に関する研究	統計数理研究所 共同研究集会	平成 19 年 11 月
Uchida, N., T. matsuzawa, J. Nakajima, A. Hasegawa, F. Hirose	Configuration of the Philippine Sea plate in the Kanto district, Japan, estimated from SP and PS converted waves	AGU 2007 Fall Meeting	平成 19 年 12 月 1 日
松澤暢	相似地震（小繰り返し地震）の発生ゆらぎをもたらす原因の解明	地震・火山噴火予知研究計画シンポジウム	平成 20 年 3 月
三浦哲	プレート沈み込みと大地震発生メカニズム-最新の研究成果から-	第 39 回溶融塩化学討論会講演要旨集	平成 20 年 1 月 1 日
長谷川昭・中島淳一・北佐枝子・辻優介・新居恭平・岡田知己・松澤暢・趙大鵬	地震波でみた東北日本沈み込み帯の水の循環-スラブから島弧地殻への水の供給	地学雑誌 11-7	平成 20 年 3 月 1 日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定なし。

(3) 平成 20 年度業務計画案

(a) 観測点配置に関する調整

東京大学、北海道大学とともに当該海域における地震活動状況および陸上に既設の地震観測網の配置を考慮して研究遂行上最適な観測点配置について検討し、観測実施にあたり関係各機関・団体等との調整を行う。

(b) 海底地震計の設置・回収

東京大学、北海道大学とともに三陸沖の海域に展開した長期観測型海底地震計を回収すること。また、長期観測型海底地震計による観測網を福島・茨城県沖の海域に展開する。

(c) 海底地震観測データの処理

19 年度までに実施した海底地震観測で得られたデータの波形データ整理を行うとともに、トモグラフィ等の解析に用いるための P および S 波の到達時刻の検出作業を行う。

(d) 陸域観測網データの収集

海陸併合処理のために、既存の陸域地震観測網のデータの収録・保存を行う。

(e) 海陸データ処理の分担

東京大学、北海道大学とともに三陸沖北部および根室沖のより正確な地震活動の把握をすすめるため、海・陸の地震データの処理を分担する。

(f) データ解析

プレート間結合特性と比較検討してプレート間結合を規定する要因を探るため、プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造を推定する。また、プレート間結合特性の情報を抽出するため、相似地震解析も合わせて行う。