

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 |
| 国立大学法人東北大学大学院 理学研究科 | 助教授 | 松澤暢 | matuzawa@aob.geopys.tohoku.ac.jp |
| 国立大学法人東北大学大学院 理学研究科 | 助教授 | 日野亮太 | hino@aob.geopys.tohoku.ac.jp |
| 国立大学法人東北大学大学院 理学研究科 | 助手 | 中島淳一 | nakajima@aob.geopys.tohoku.ac.jp |
| 国立大学法人東北大学大学院 理学研究科 | 助手 | 西野実 | nishino@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実施する。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間の関連を明らかにする。

(e) 平成18年度業務目的

2003年十勝沖地震の震源域の西側から1968年十勝沖地震の震源域にかけて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、1968年十勝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。さらに、プレート境界域における準静的なすべりの時空間的な分布の解明を目的として、2003年十勝沖地震震源域周辺において発生した相似地震活動の時空間変化を詳細に調査した。

(2) 平成18年度の成果

(a) 業務の要約

平成16～17年度に三陸沖北部で実施された海底地震観測データを用いて1968年十勝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、東北・北海道に分布する陸上地震観測網のデータおよび、1994年三陸はるか沖地震の余震観測時に設置された自己浮上式海底地震計のデータも併せて用いた。その結果、プレート境界上盤側のマントル・ウエッジ部分に顕著な地震波速度不均質があり、十勝沖地震のアスペリティの位置では、高速度異常が見いだされた。また、平成17年度に、GPS解析および相似地震解析から推定した2003年十勝沖地震後の余効すべりが、周囲の海陸プレート境界に及ぼす影響を ΔCFS を計算することによって推定した。そ

の結果、2003年十勝沖地震の翌年の11月29日に発生した釧路沖の地震(M7.1)の震源域では、十勝沖地震の影響でプレート境界型地震の発生が促進されるような応力変化が起こること予想され、その大きさは、本震時のすべりより余効すべりによる寄与の方がはるかに大きいことがわかった。

(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根室沖に設置した長期観測型海底地震計を回収したのち、海底地震観測網を青森県沖東部の海域に展開した。

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および根室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

三陸沖北部および根室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十勝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、2003年十勝沖地震の震源域周辺に対して行い、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と、すべりが周囲のプレート境界域に対しておよぼす影響についての評価を行った。

(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16から17年度にかけて三陸沖北部で行われた海底地震観測のデータは、東京大学で一括して一次処理が行われた後、北海道大学と東北大学へ配布された。東北大学では、(北緯39.8

度・東経 141 度) - (北緯 42.2 度・東経 144 度) の範囲に気象庁の一元化処理によって震央が決定されている地震についての P および S 波の検測作業を、北海道大学と分担して実施した。さらに、5)で行うトモグラフィ解析の予備的な解析結果に基づき、検測対象とする地震の震央範囲を北緯 43 度まで拡大して、追加の検測作業を行った。

平成 17 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については、一次処理が行われたものを東京大学から受け取り、海底地震計の観測網の周辺で発生したと考えられる気象庁一元化カタログに掲載されていない地震を対象とした検測作業を、北海道大学と分担して行った。一元化カタログに掲載されていない地震イベントの検知には、STA/LTA 比を用いた自動イベント検知をおこなった。STA (短時間平均) および LTA (長時間平均) はそれぞれ、水平動成分の 1 秒および 1 分間の記録から求め、その比が 3 を超えた場合にトリガ判定する。1 分の間に 3 観測点以上で同時にトリガがかかった場合に地震イベントが起こったものと判定した。

こうして検知されたイベントのリストから、一元化カタログに掲載されている地震に対応すると考えられるものを除外した後、win システムの自動読みとり機能を用いて、P および S 波の到達時刻の検知を自動で行い震源が決定できたものを、ここでの自動処理によって検知された地震とする。自動処理により検知された地震は、最終的には、オペレータによって再検測を行った。

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 波の到達時刻検測作業を行う際に、海陸の波形統合を行うことにより、検測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、再検測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、1968 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、平成 16 年から 17 年度にかけて、本事業により実施した海底地震観測により三陸沖北部において得られたデータに加え、1994 年三陸はるか沖地震の余震観測 (Hino et al., 2000) 1)により得られたデータを併せて使用した。図 1 に、解析に用いた地震の震源分布と観測点配置を、それぞれの観測期間ごとに示した。

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、図 2 に示した 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与えた。上でも述べたとおり、ここでの初期震源の決定をおこなった結果、最寄りの観測点までの震央距離が震源深さよりも大きいものはトモグラフィ解析の対象から除外した。

トモグラフィ解析には、Zhang and Turber [2003]2)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、従来のトモグラフィ法と同様に、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 10km 以下となったものとした。図 3 には、2 つのデータセットをあわせたときの震源・観測点分布とともに、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 (図 2) と同じ深さ分布とした。合計で 121 観測点、1660 個の地震を解析に使用した。震源・観測点が多く分布し高い空間分解能が期待できるモデル領域中央部分では、水平方向の格子点の間隔を 20km とし、それより外側では格子点がモデル領域を十分に覆うように配置した。鉛直方向の格子点は、鉛直方向は深さ 60km までを 10km 間隔でおき、それ以深は、60、100、150km においた。

図 4~7 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) の結果である。CRT では、速度を与える格子点に対して初期速度の +/-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た。与えたモデルと推定されたモデルが完全に一致することが理想であるが、現実には、震源と観測点の分布に偏りがあるために、両者は一致しない。与えたモデル中の速度擾乱パターンが、解析の結果回復されている部分については、実際のデータを用いたトモグラフィ解析により推定された地震波速度構造モデルが示す速度変化のパターンは信頼できると考えられる。解析で得られるモデルの分解能が十分に高い場合には、与えたモデルでの速度擾乱の大きさと、解析により推定されたモデルの速度擾乱の大きさは同程度になるが、分解能が十分でない領域では、擾乱パターンは回復されるものの、擾乱の大きさが正しく回復されず、多くの場合、推定されたモデルにおける速度擾乱の方が小さくなる。

図 4~7 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とともに、どれだけ多くの震源 - 観測点を結ぶ波線が各格子点の速度推定に用いられているかを示す尺度 (DWS) が 1,000 となる等値線の位置を示した。3 次元的にみれば、等 DWS を示す面は閉局面となって、その内側ほど DWS の値が大きくなる。DWS が大きくなるほど、多数の到達時刻 (差) データが格子点での速度の推定に寄与するため、解の信頼性は向上すると考えられる。CRT の結果得られた速度擾乱パターンからは、DWS=1,000 の等値線 (面) より内側で、与えた速度擾乱のパターンに近いパターンが回復されているため、この DWS の等値線を、トモグラフィ解析により推定される V_p および V_s の空間変化が高い信頼性で推定された範囲の限界であると定義することにした。信頼できる速度分布を推定することができた範囲は、 V_p に比べて V_s の方が狭くなっている。さらに、推定された速度擾乱の大きさに注目すると、 V_p の結果については与えたモデルの速度擾乱に近い大きさの速度擾乱が得られているのに比べて、 V_s の結果では、与えたモデルよりも小さな速度擾乱の大きさが小さいため、 V_s の構造モデルの分解能は V_p 構造モデルのものに比べて劣ることがわかる。

図 8 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、北海道側から南に向かって A から I の 9 つの断面を示した。CRT の結果から、速度分布が十分な信頼度で推定されていないと考えられる DWS が 1,000 よりも小さい範囲については、マスクを

施してある。A から C の断面で示される、千島 - 東北日本の島弧会合部では、深発地震面の走向および傾斜が大きく変化することが知られており、ここでは、Kita et al. (2006)3) が深発・稍深発地震の震源分布から推定したプレート境界面の形状を参考にしてこれら断面の方向を決めた。

再決定された震源の多くが、陸側に向かって傾斜する分布をしており、これらの地震はプレート境界および沈み込む太平洋プレートのスラブ内で発生したものと考えられる。また、こうした震源分布に沿うように、7km/s 程度の V_p をもつ領域が陸側に傾斜して分布することが、9 つの断面図全体に共通する特徴としてみることができる。詳しくみると、この 7km/s の領域の浅い側と陸側に傾斜する震源分布の浅い側の限界がほぼ一致するようにみえる。こうした 7km/s の領域の深さ方向の広がりがおよそ 10km 程度であることから、この 7km/s の領域は沈み込む海洋性地殻に対応しており、その浅い側に沿って分布する震源は、プレート境界地震であると解釈した。従って、この 7km/s 領域の深い側にみられる V_p が約 8km/s の部分は、スラブマントルに対応するものと考えられる。

このように、プレート境界の位置は震源や海洋性地殻の分布から推定することができるが、プレート境界の深さが 20 ないし 30km を超える部分では、その上側に海洋性地殻よりも大きな V_p を持つ領域が広がっていることがわかる。これは、東北日本島弧が属する大陸プレート（北米プレートまたはオホーツクプレート）のマントルに相当する。マントル部分の V_p に注目すると、A~I の断面の間で違いがみられ、上盤側マントル内の構造に島弧の走向に沿った方向での不均質があることがわかる。上盤側マントル内の V_p の最大値はおよそ 7.5~8km/s の範囲で変化しているが、 V_p が 8km/s を超える領域の広がりが最大になるのは断面 F の付近であり、その南北に向かって平均的な V_p は減少する。

図 9 は、カラースケールで V_p の水平面分布を示したものであり、深さ 0~60km についてのものである。深さ 20km での V_p の分布は、島弧地殻の厚さ分布をよく反映している。深さ 30km 以深の水平分布では、プレート境界およびスラブ内地震の震源が、プレート境界面のそれぞれの深さの等深線に沿うような帯状分布を示し、またそれに沿うように、沈み込む海洋性地殻に対応する V_p が 7km/s の領域が帯状分布を示していることも明瞭にみることができる。こうした帯状構造の西側の縁が、各深さでのプレート境界面の位置に対応する。これを、Kita et al. (2006)3) によるプレート境界面の深さ分布と比較すると、深さ 60km では、おおむね良い一致を示していることがわかる。一方、それより浅い側は、陸上での地震観測に基づく彼女らの結果では、島弧会合部付近が空白となっており、今回の結果がそれを埋めるものとなる。Kita et al. (2006)3) によれば、北海道南部の渡島半島から津軽海峡の東側の沖合領域のあたりに、プレート境界面の走向が急激に変化している場所があるが、今回の解析結果から、こうしたプレート境界面の走行方向が急変する場所が、深さ 40km あたりまで延長していることがわかる。プレート境界面の位置より西側の部分における V_p の分布は、上盤側のプレート内部での V_p の分布になる。鉛直断面図の比較から、上盤側マントル内の V_p が島弧の走向方向に変化していることを上で指摘したが、水平分布をみるとその様子を明瞭にみることができ、深さ 30 と 40km では、下北半島の東側の沖合で V_p が極大となっていることがわかる。

図 10 と 11 には、鉛直断面および深さ 10~60km における水平面での V_s 分布を示す。 V_p と同様に DWS が 1000 以上で速度変化が十分解像されていると考えられる範囲の外側は、速度分布を示すカラースケールをマスクしてある。上でも述べたとおり、 V_p に比べると信頼できる速度分布を得られた範囲は狭くなっているが、 V_p の分布でみられた、海洋性地殻に対応するプレート境界地震やスラブ内地震の震源に沿うような構造や、上盤側マントル内にみられる速度の変化

は共通にみることができる。ここで得られた V_p と V_s の速度構造から、 V_p/V_s 比の空間分布を求めることが可能であるが、上で述べたように、 V_p と V_s で解像度に違いがあるため、今回はそうした詳しい検討は行わなかった。

次に、今回の解析の結果明らかとなった速度分布や震源分布と、1968年十勝沖地震および1994年三陸はるか沖地震のアスペリティの位置との対応関係について考察する。1968年の十勝沖地震のアスペリティのうち、北西側のものが位置する範囲では、プレート境界の深さは30~50kmとなり、プレート境界を介して海洋性地殻と上盤側マントルとが接している。図12は、深さ30kmにおける V_p および震源の分布と、1968年および1994年の地震のアスペリティの位置との比較を示したものである。いま注目している1968年の地震の北西側のアスペリティの位置は、上盤側マントル内で V_p および V_s が極大となっている下北半島の東側の沖合にあって、両者の位置が対応しているように見える。このことは、宮城県沖地震のアスペリティの位置と上盤側マントル内で V_p が8km/s程度の高速度を示す領域の広がりとが対応している(Yamamoto et al., 2006) 4) のと同様の対応関係が、1968年十勝沖地震のアスペリティにおいてもみられるということを示しており、注目される結果である。また、震源の分布とアスペリティの広がりと比較すると、アスペリティの範囲にほぼ対応するようにプレート境界での地震活動が低い領域があることがわかる。これは、この位置においてプレート間が強く固着していることを示唆する。

以上のようなプレート境界地震発生域における地震波速度構造の推定を進める一方で、相似地震活動の解析に基づくプレート境界面上でのすべり分布の推定を進めた。具体的には、平成17年度に引き続いて、2003年十勝沖地震の本震発生後の余効すべり現象に注目した解析を行った。ここでは、1993年から2005年の間に発生した $M > 2.5$ の地震を対象に相似地震の検出を試み、349グループ1369個の相似地震を見つけることができた。それぞれの相似地震の地震時すべり量をその地震の気象庁マグニチュードをもとにNadeau and Johnson(1998) 5) のスケーリング則を用いて推定し、その積算値の時系列がその震源周囲におけるプレート間すべりの時間変化を反映していると仮定することにより、相似地震活動からプレート間すべりの時空間的な変化を推定した(図13)。

プレート境界地震発生域の下限に近い、解析領域の北端および西端域では、十勝沖地震の発生前では、6ないし10cm/年という、太平洋プレートの北米プレートに対する相対速度とほぼ一致するすべりレートが推定されており、こうした地域では定常すべりに近い状態にあることがわかる(図13a, b)。地震発生前の3年間に注目すると(図13b)、以前(図13a)と比べ、プレート間すべりの空間分布は大局的には大きな変化は示さないものの、解析対象領域の南東側にあたる1994年三陸はるか沖地震の破壊域の東側延長にすべり速度のわずかな減速を認めることができる。これは、三陸はるか沖地震の後で発生した余効すべりの終息によるものである。一方、2003年十勝沖地震の震源域の北側にはすべり速度の加速がみられ、地震の発生に先行する固着のはがれに相当するものである可能性がある。

2003年の地震発生後では、この地震に伴う余効すべりに対応する顕著なすべり速度の加速が、震源域の南東側にみられる(図13c)。このすべり速度の加速がみられる範囲は、GPS解析によって推定された余効すべり域とほぼ一致する。こうした余効すべり活動の後、2004年に釧路沖地震($M7.1$)が余効すべり域の北東側延長で発生し、その地震に伴う余効すべりと考えられるプレート間すべりの加速がみられる(図13d)。

2004年の釧路沖地震は、2003年の十勝沖地震の震源域の北東に隣接した領域で発生しているため、先行した2003年の地震あるいは余効すべりの影響を受けたものである可能性がある。そ

の影響の強さを定量的に調べるため、2003年の十勝沖地震の本震すべりおよび余効すべりによるクーロン応力の変化（CFS）を推定したところ、2004年の地震の震源では、いずれのすべりによってもプレート間地震の発生が促進されるような応力変化が予想されるが、余効すべりによる影響の方が量的には大きいことがわかった（図14）。このことは、2003年の地震の余効すべりが北東側へ拡大したことが、2004年の釧路沖地震の発生を早めるような影響を及ぼしたことを示唆する。

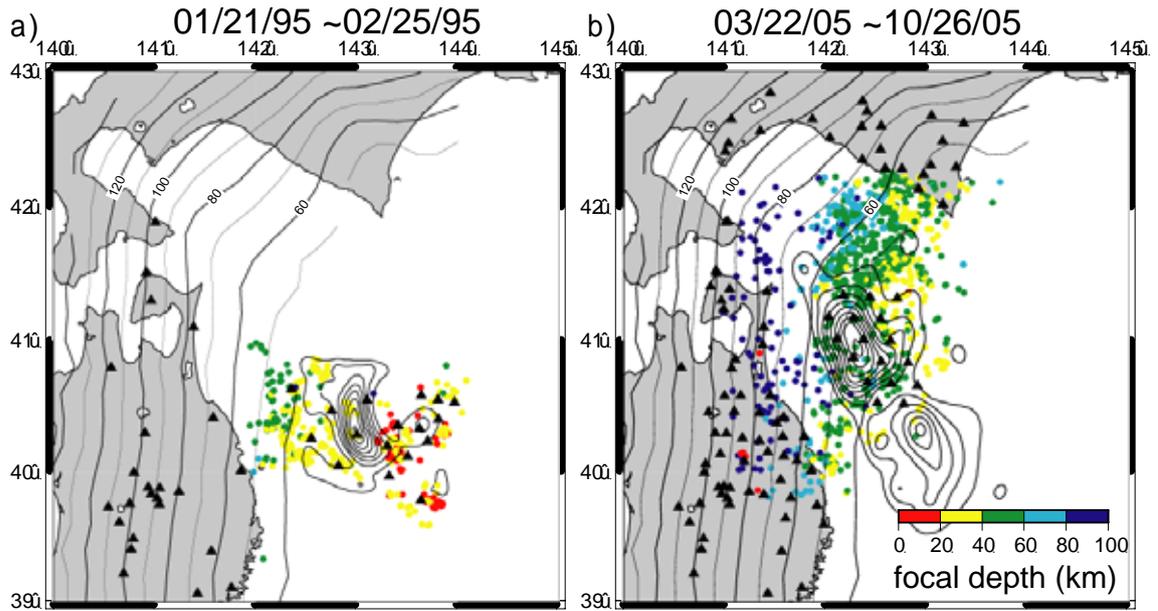


図1 1968年十勝沖地震および1994年三陸はるか沖地震の震源域の速度構造を推定するために使用した地震および地震観測点の分布

a)1995年に行った三陸はるか沖地震の余震観測でのもの。コンターは1994年三陸はるか沖地震のすべり量分布。b)2005年に実施した長期海底地震観測によるもの。色つきのシンボルが震央位置で、震源深さに応じて色が異なる。が地震観測点。コンターは1968年十勝沖地震のすべり量分布。Kita et al.(2006)による太平洋プレート上面の等深度線もあわせて示した。

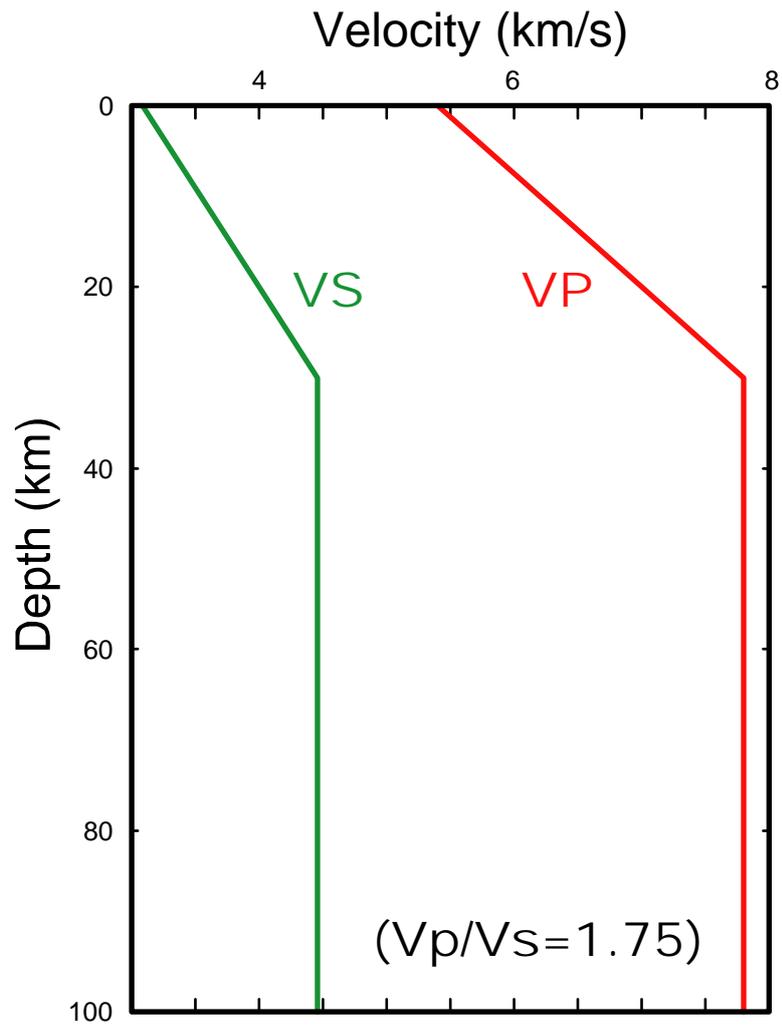


図2 初期震源の決定に用いた V_p および V_s の1次元構造
同じものをトモグラフィの初期構造としても用いた。

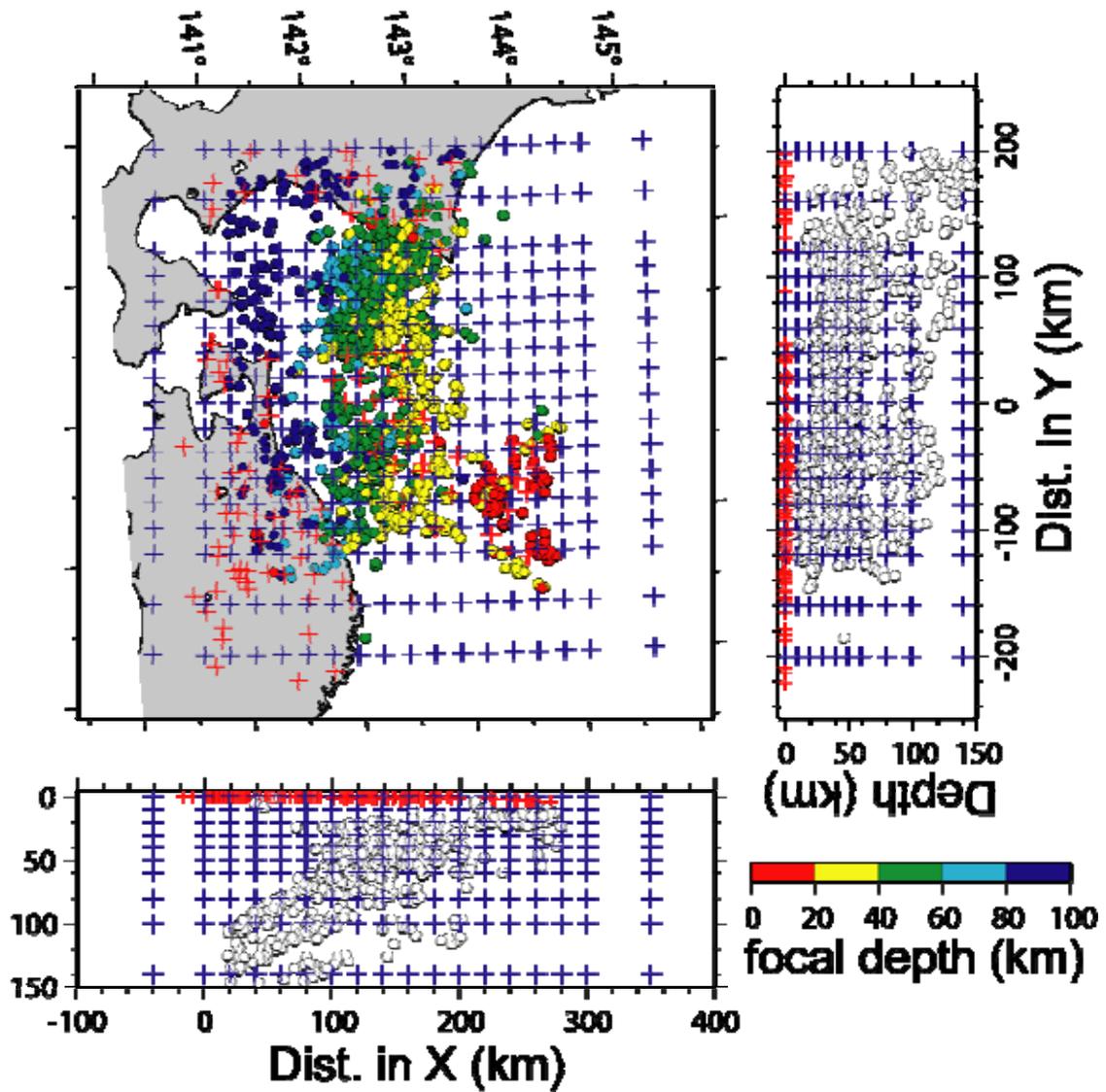


図3 トモグラフィ解析に用いた地震および地震観測点の分布

図1 a)と b)に示されたものをあわせた。赤の十字印が観測点の位置。青の十字印は格子点の位置。

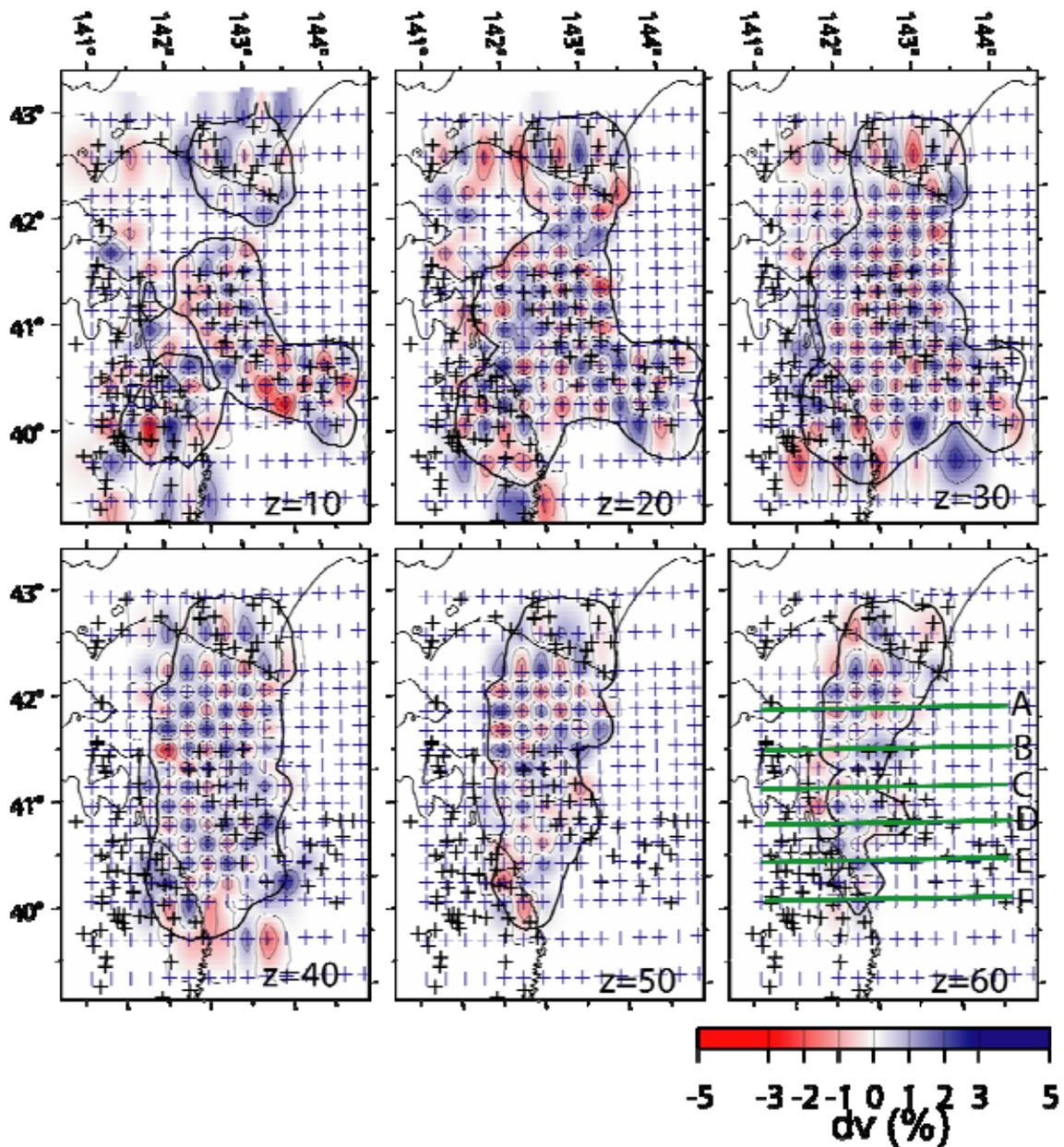


図4 チェッカーボード・レゾリューション・テスト (CRT) の結果

V_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。深さ10~60kmでの水平面上での分布を示す。図5に示す断面の位置は、深さ60kmの結果における図中に示した。太い黒実線はDWS=1000の等値線。

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

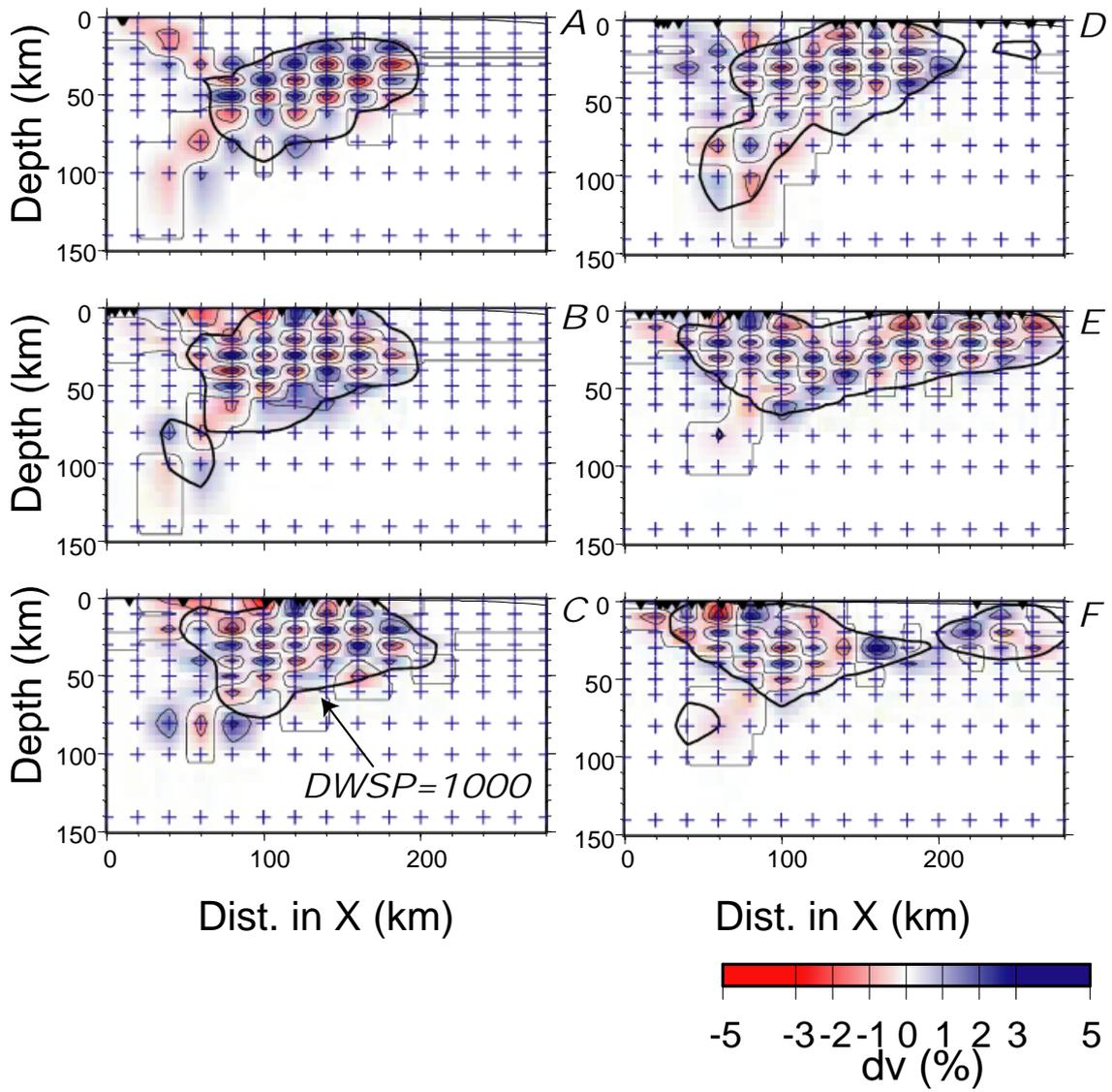


図5 CRTの結果 (V_p に対するもの)
 太い黒実線は $DWS=1000$ の等値線。

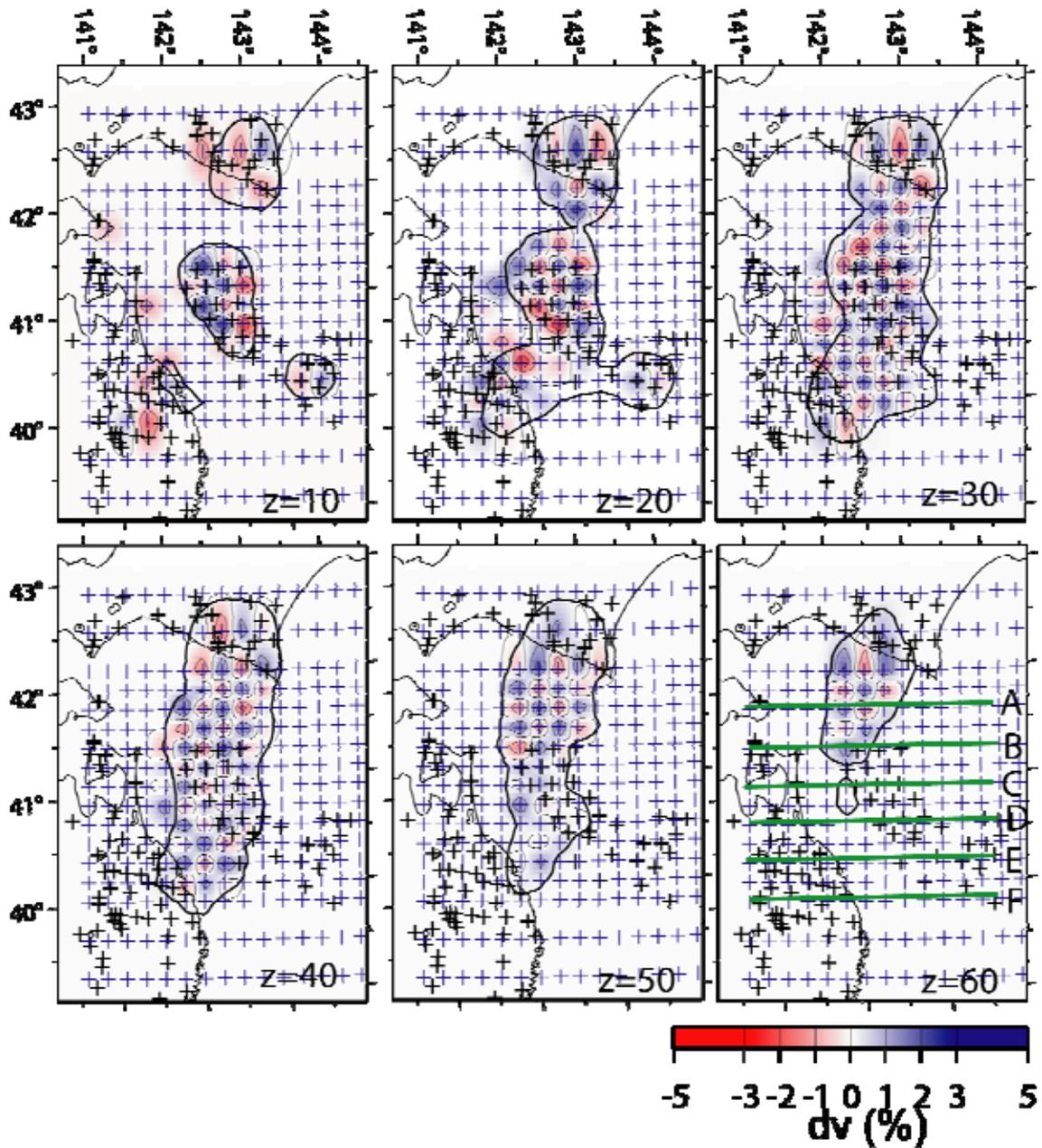


図6 チェッカーボード・レゾリューション・テスト (CRT) の結果

Vs に対する深さ 10~60km に位置する水平面上でのもの。図7に示す断面図の位置を深さ 60km の分布図に示す。

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

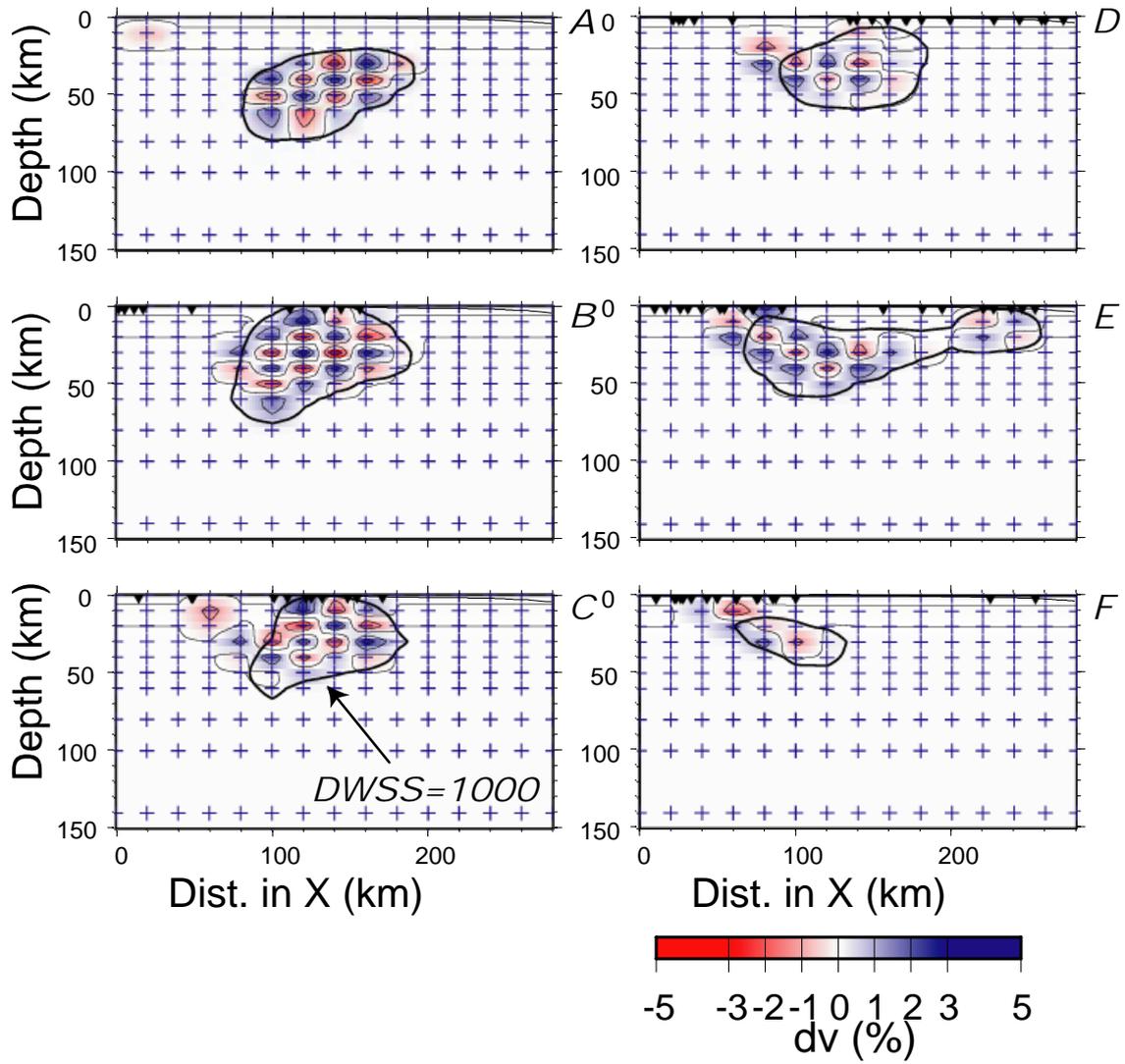


図7 チェッカーボード・レゾリューション・テスト (CRT) の結果
 V_s に対するもの。

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

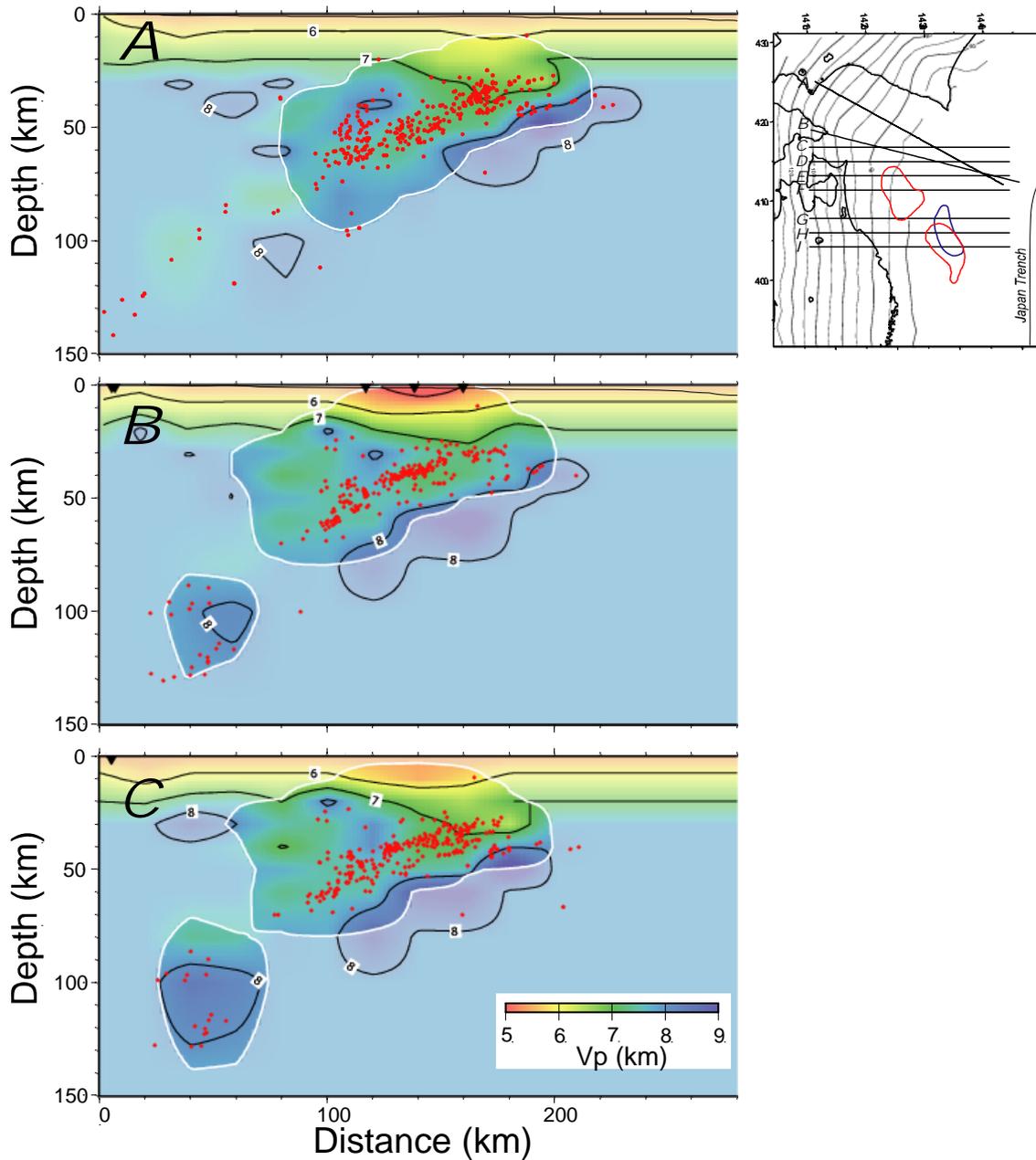


図8 トモグラフィ解析により推定された V_p の分布を示す鉛直断面
 各断面図の位置を右上の地図に示す。地図中の赤および青の閉曲線は1968年の十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震のアスペリティの位置(永井・他, 2001)。各断面図中での V_p 分布はカラー
 スケールで示し、赤丸は再決定された震源。

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

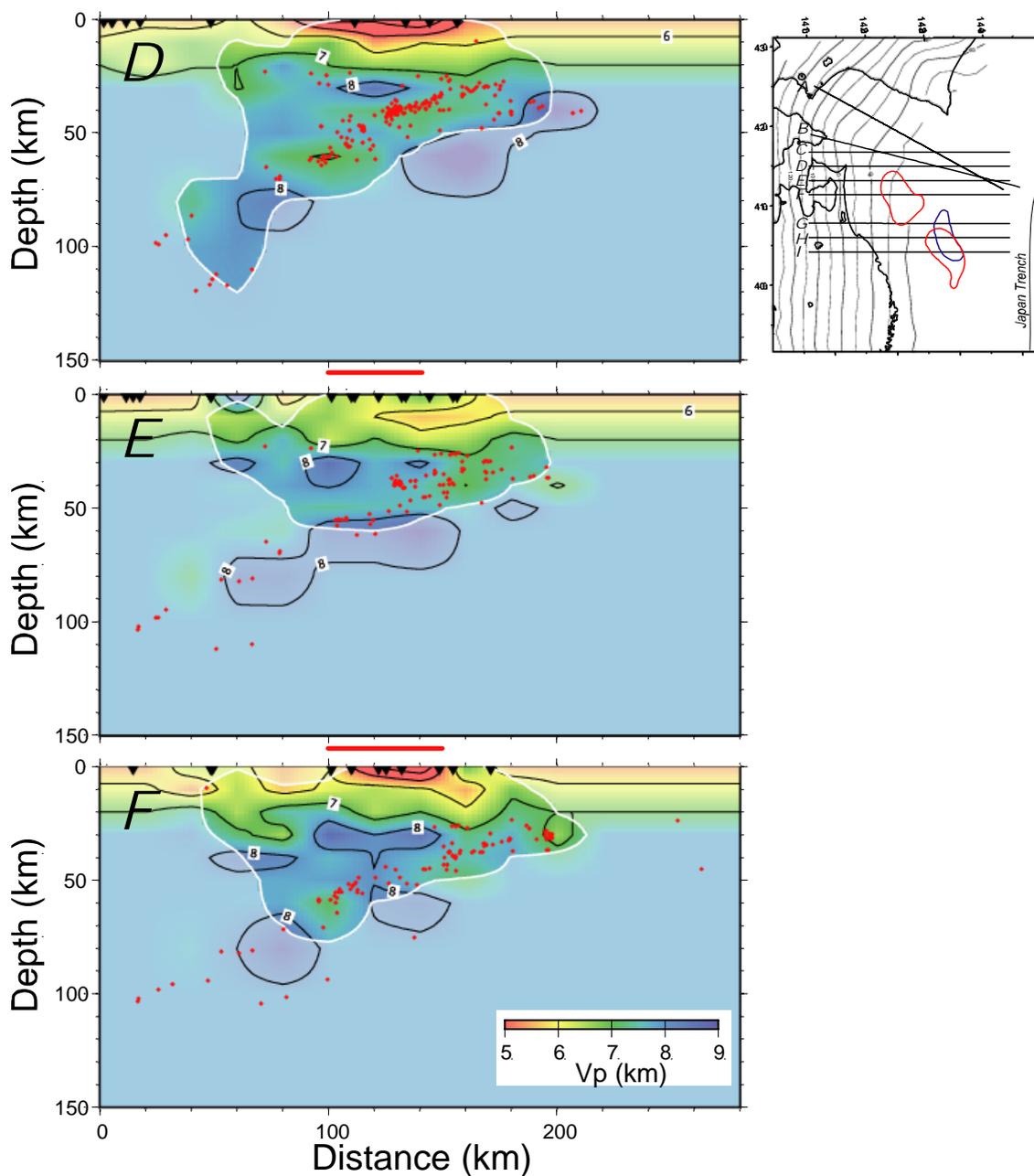


図8 つづき

断面図上側にある赤実線は、それぞれの断面の位置での1968年の地震の破壊域の広がりを示す。

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

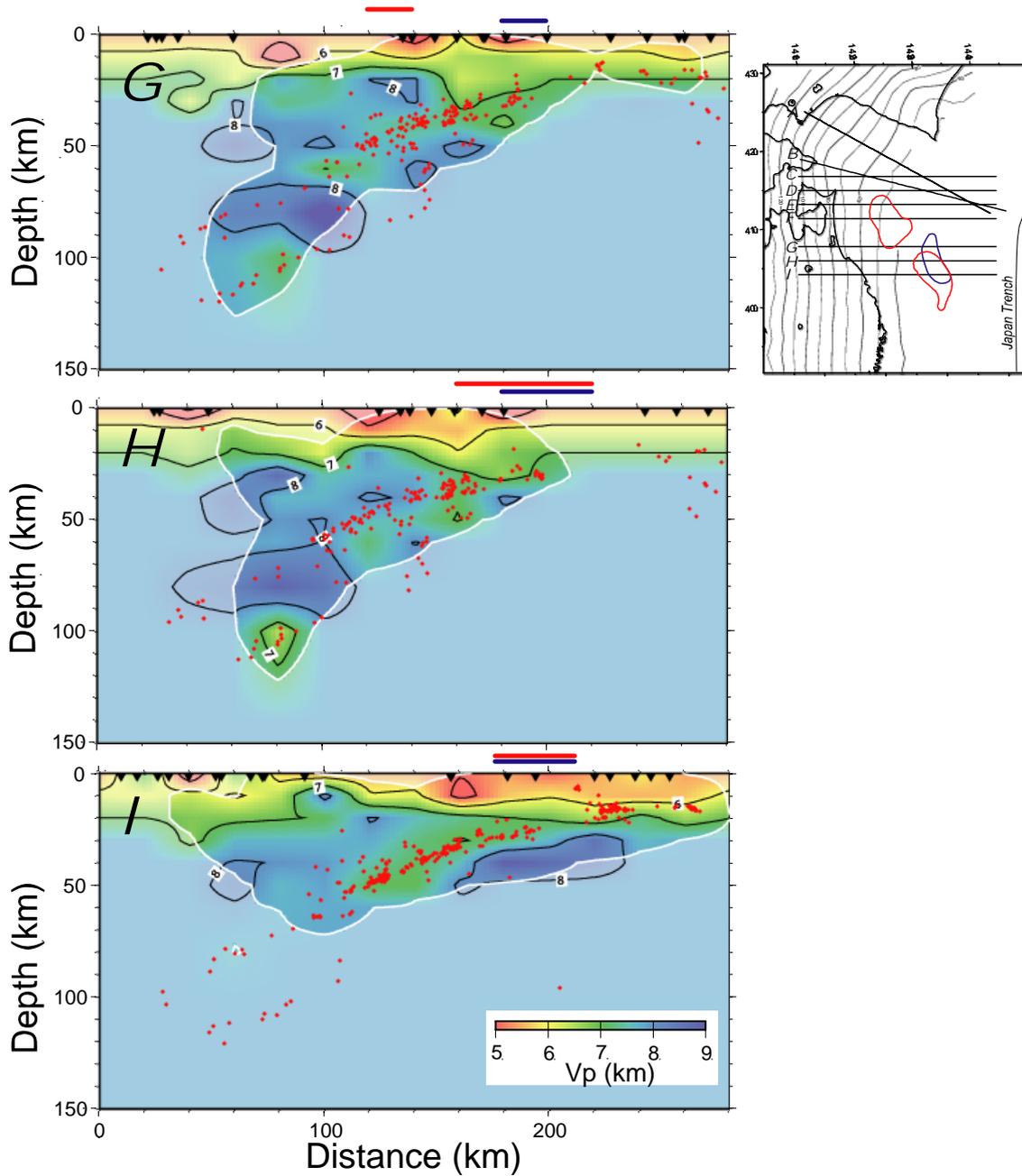


図8 つづき

断面図上側にある赤および青実線は、それぞれの断面の位置での1968年の地震および1994年の地震の破壊域の拡がりを示す。

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

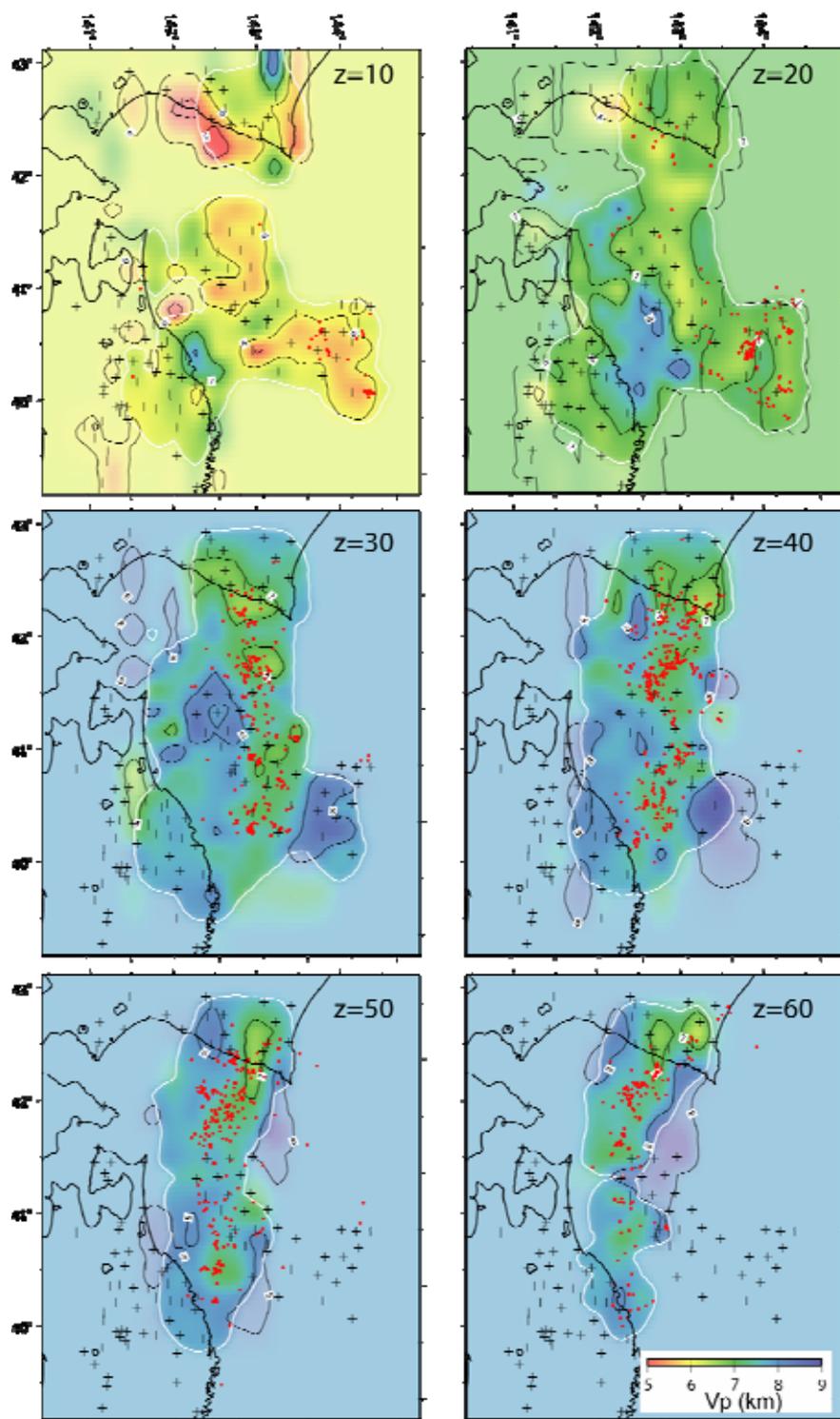


図9 トモグラフィ解析によって得られたVpの水平分布
深さ10~60kmでの結果を示す。

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

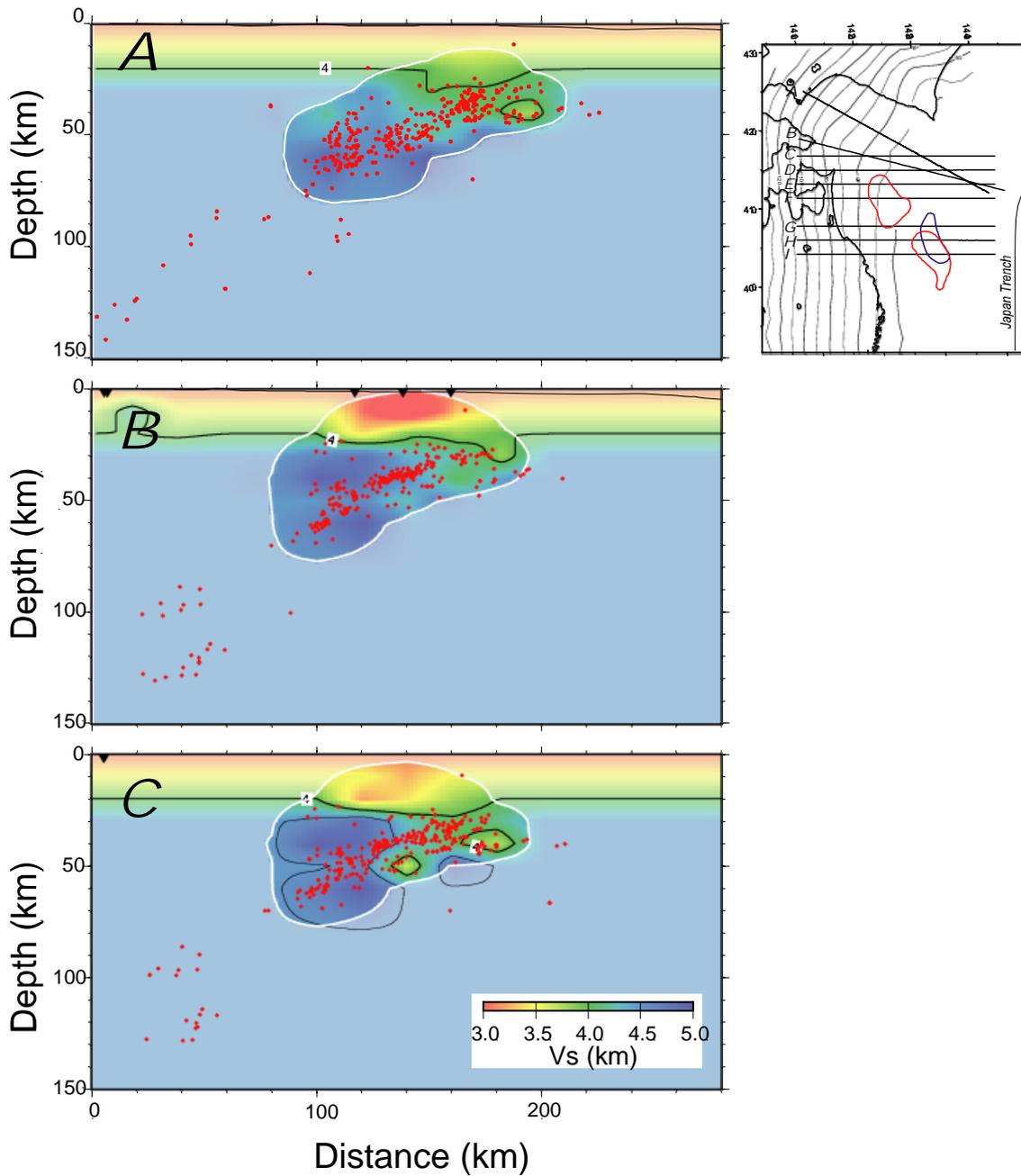


図10 トモグラフィ解析により推定された Vs の分布を示す鉛直断面
 各断面図の位置を右上の地図に示す。地図中の赤および青の閉曲線は1968年の十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震のアスペリティの位置(永井・他、2001)。各断面図中での Vs 分布はカラースケールで示し、赤丸は再決定された震源。

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

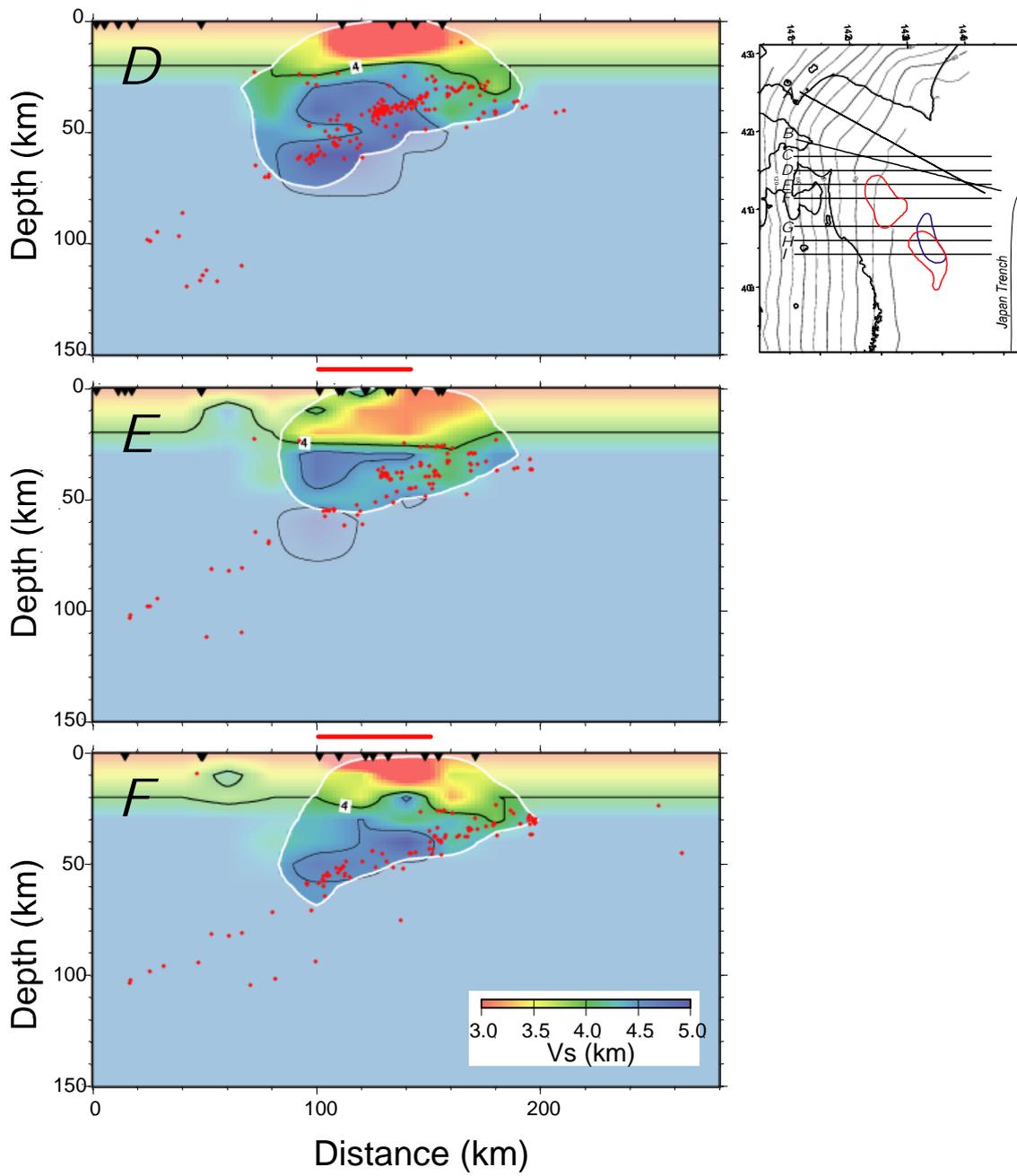


図 10 つづき

断面図上側にある赤実線は、それぞれの断面の位置での 1968 年の地震の破壊域の拡がりを示す。

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

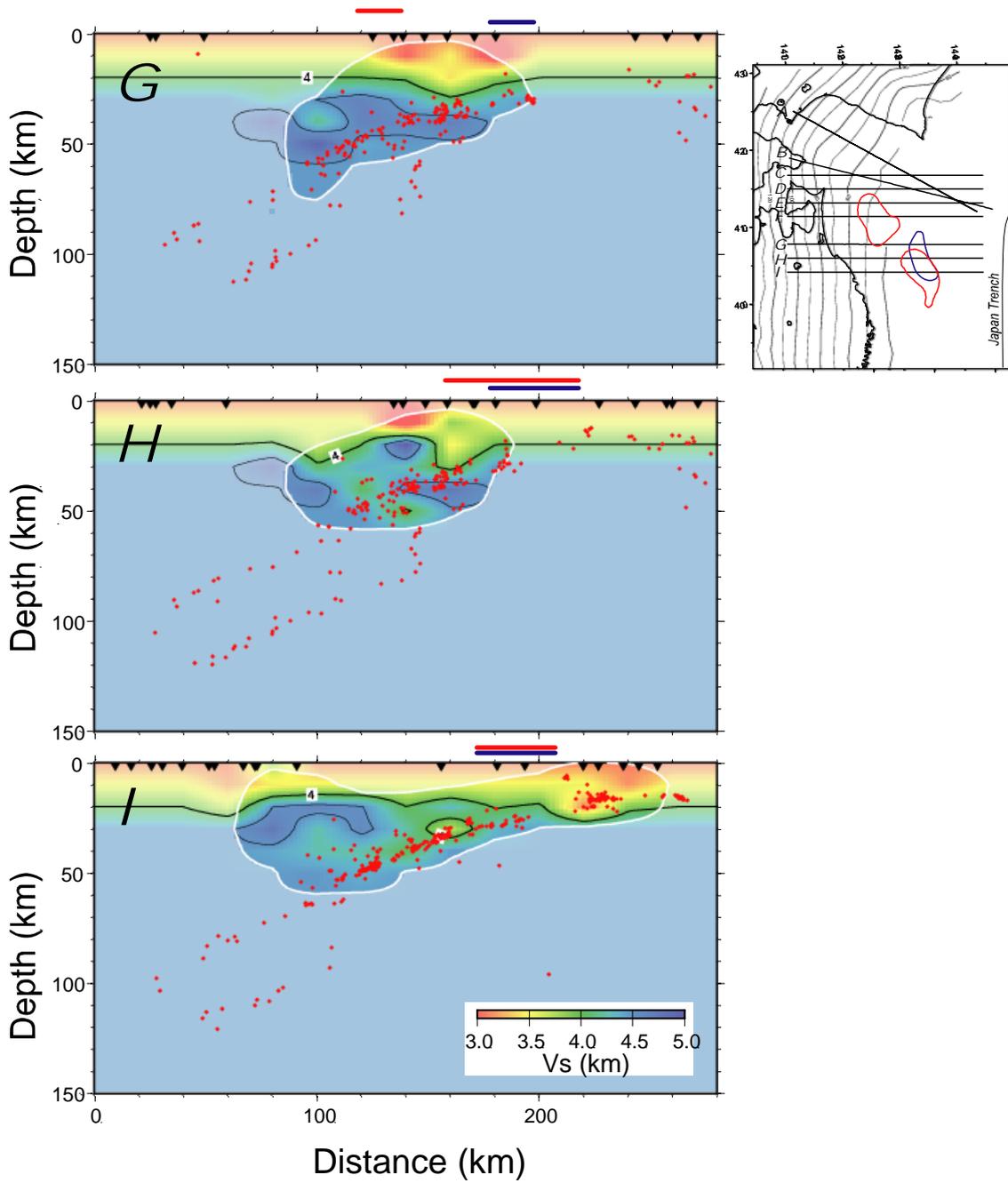


図10 つづき

断面図上側にある赤および青実線は、それぞれの断面の位置での1968年および1994年の地震の破壊域の拡がりを示す。

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

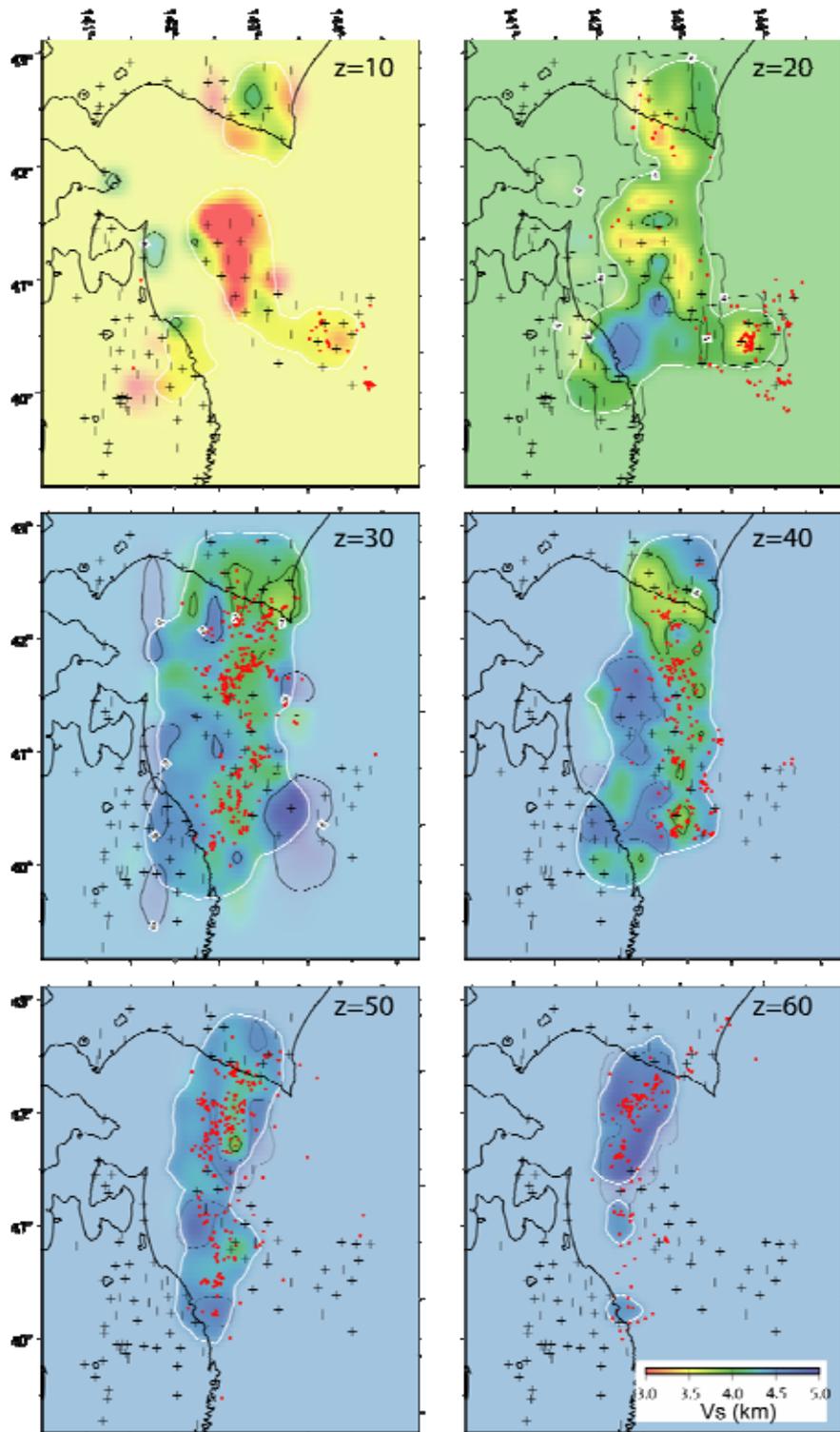


図11 トモグラフィ解析によって得られたVsの水平分布
深さ10~60kmでの結果を示す。

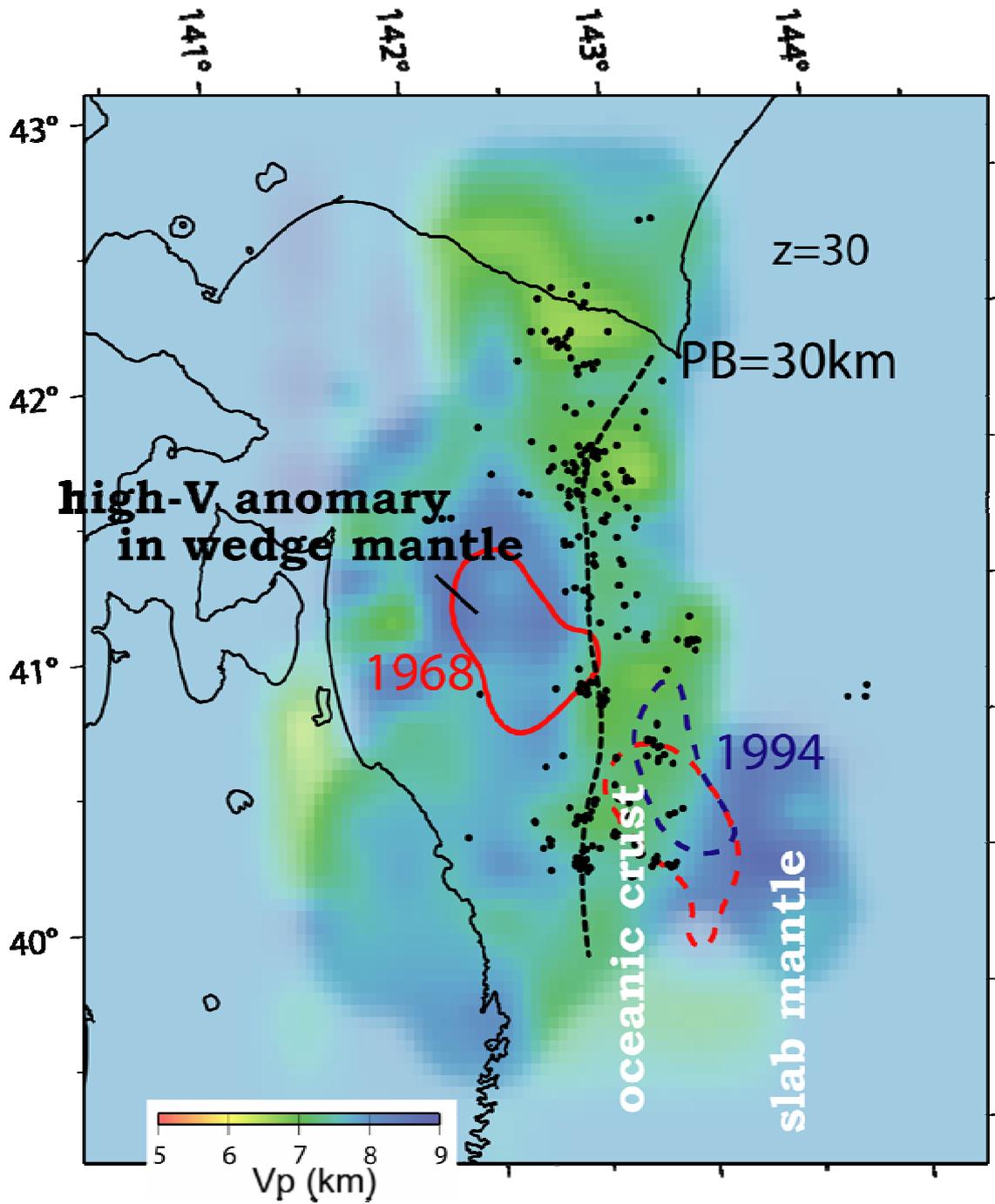


図 12 深さ 30km における V_p の分布とその解釈

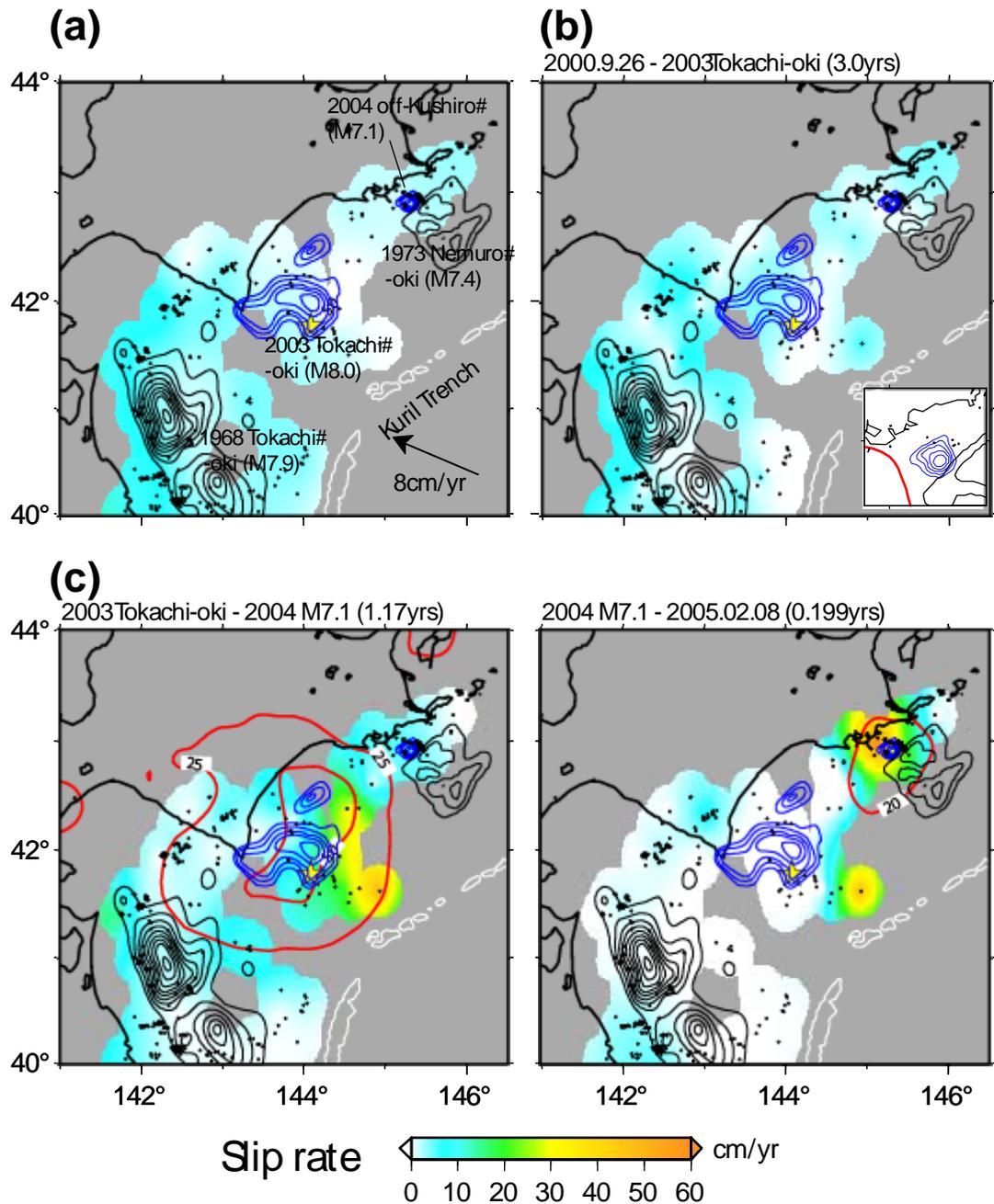


図 13 相似地震解析により推定された 2003 年十勝沖地震の震源域周辺におけるプレート間すべりの時空間変化

a) 1993 年 7 月 ~ 2000 年 9 月 26 日。 b) 2000 年 9 月 26 日 ~ 2003 年 9 月 26 日 (十勝沖地震発生の日)。 c) 2003 年 9 月 26 日 ~ 2004 年 11 月 29 日 (釧路沖地震発生の日)。 d) 2004 年 11 月 29 日 ~ 2005 年 2 月 8 日。 赤のコンターは GPS 解析により推定されたすべりレートの空間分布。

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

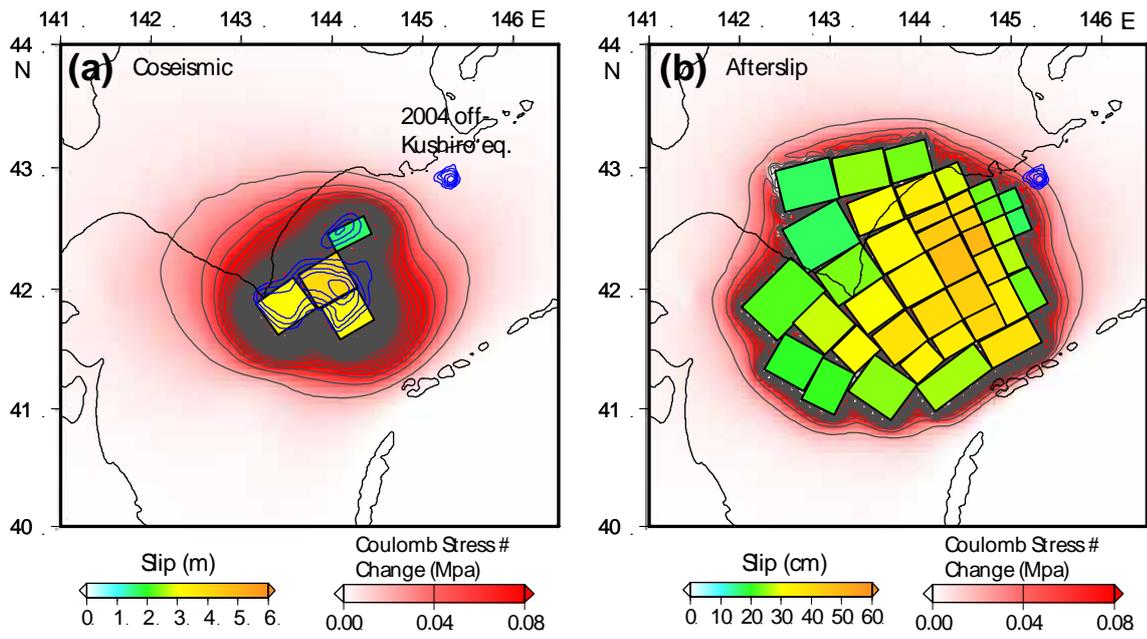


図 14 プレート境界面上における CFS の分布

(a) 2003 年十勝沖地震の本震時すべりによるもの。(b) 余効すべりによるもの。それぞれの図中の矩形の位置のプレート境界の部分に色で示したすべり量を与えて CFS を計算した。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成 18 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。

予定通り根室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、三陸沖北部における海底地震観測も開始することができた。根室沖における海底地震観測データについては、海底地震計の記録を用いてイベント検出を行うことにより、気象庁一元化震源リストに掲載されていないような微小地震を見だし、これらの地震についての検出作業がほぼ完了した。

平成 16 から 17 年度に三陸沖北部で行った長期海底地震観測のデータを、過去に実施した海底地震観測のデータと統合して解析に用いることにより、1968 年十勝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。その結果、プレート境界の上盤側のマントル・ウエッジ内に顕著な地震波速度の不均質があることが判明し、1968 年の本震破壊時に大きなすべり量を示したアスペリティ域の直上は、その周囲に比べて地震波速度が高速度であることがわかった。さらに、陸上地震観測網により蓄積されたデータを用いた相似地震の解析により、2003 年十勝沖地震の震源域近傍におけるプレート間すべりの大きさの時間・空間的な変化を推定し、そうしたすべりが、その周囲のプレート境界面に及ぼす応力変化を見積もった。その結果、2003 年十勝沖地震が発生した後、東側に拡大した余効すべりが、2004 年の釧路沖地震の発生を促した可能性があることを示した。

平成 19 年度には、平成 18 年度に根室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。この地域には、2003 年の十勝沖地震の発生後未破壊のまま残されていると考えられる、根室半島沖地震（1973 年）に対応するアスペリティのほか、2004 年の釧路沖地震の破壊域およびそれに先行して活発な余効すべりがみられた領域を含んでおり、こうした異なる破壊様式に対応するような特徴が、地震波速度構造にみられるかどうか非常に注目される。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) Hino, R., S. Ito, H. Shiobara, H. Shimamura, T. Sato, T. Kanazawa, J. Kasahara and A. Hasegawa, Aftershock distribution of the 1994 Sanriku-oki earthquake (Mw 7.7) revealed by ocean bottom seismographic observation, *J. Geophys. Res.*, 105, 21697-21710, 2000.
- 2) 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.

- 3) 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.
- 4) Yamamoto, Y., R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto, and G. Aoki, Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL025619, 2006.
- 5) Nadeau, R. M. and L. R. Johnson, Seismological studies at Parkfield VI: moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 790-814, 1998.

(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 |
|--|--|---|------------|
| Ariyoshi, K., T. Matsuzawa and A. Hasegawa | The key frictional parameters controlling spatial variations in the speed of postseismic slip propagation on a subduction plate boundary | <i>Earth Planet. Sci. Lett.</i> , 136-146, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.019 | 2007年1月24日 |
| 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 | <i>Geophys. Res. Lett.</i> , doi:10.1029/2006GL028323 | 2007年1月27日 |
| 日野亮太 | Seismic structure of the seismogenic subduction plate interface in the northeastern Japan arc | 地球惑星科学関連学会 2006年合同大会 | 平成18年5月15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

| | | | |
|---|---|-----------------------|-------------------|
| 有吉慶介・松澤暢・長谷川昭 | 速度強化域における摩擦特性と小アスペリティの破壊との関係 | 地球惑星科学関連学会 2006 年合同大会 | 平成 18 年 5 月 16 日 |
| 内田直希・松澤暢・中山貴史・長谷川昭・本谷義信・一柳昌義・高田真秀・岡山宗夫・笠原稔 | 相似地震活動から推定された過去約 10 年間の十勝沖～釧路沖の準静的すべり | 地球惑星科学関連学会 2006 年合同大会 | 平成 18 年 5 月 15 日 |
| 内田直希, 松澤暢, 岡田知己, 長谷川昭, 今西和俊, W.L.Ellsworth | 小繰り返し地震の発生の特徴とアスペリティ | 日本地震学会 2006 年秋季大会 | 平成 18 年 11 月 2 日 |
| 有吉慶介, 松澤暢, 日野亮太, 長谷川昭 | アスペリティ間の相互作用における摩擦特性の影響 | 日本地震学会 2006 年秋季大会 | 平成 18 年 11 月 1 日 |
| Hino, R., A. Kuwano, Y. Yamamoto, A. Hasegawa, T. Yamada, 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 | 2006 AGU Fall Meeting | 平成 18 年 12 月 11 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

| | | | |
|--|---|-----------------------|-------------------|
| Ariyoshi K., T. Matsuzawa, R. Hino, A. Hasegawa | Possibility of non-similar event occurrence at an asperity on a subduction plate boundary inferred from numerical simulations based on a rate- and state-dependent friction law | 2006 AGU Fall Meeting | 平成 18 年 12 月 14 日 |
| Uchida, N., W. L. Ellsworth, T. Matsuzawa, K. Imanishi, T. Okada, A. Hasegawa | Seismic activities around an M4.8 'characteristic earthquake' sequence off Kamaishi, NE Japan | AGU 2006 Fall Meeting | 平成 18 年 12 月 11 日 |

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし。

2) ソフトウェア開発

なし。

3) 仕様・標準等の策定

なし。

(3) 平成19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北部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三陸沖の海域に展開する。

(c) 海底地震観測データの処理

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

根室沖および三陸沖北部の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、トモグラフィ等のデータ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。

(4) 参考資料

なし。