

(1) 実施機関名：

東京大学地震研究所

(2) 研究課題（または観測項目）名：

プレート境界の固着域とその深部延長上遷移領域の構造と物理特性の解明

(3) 最も関連の深い建議の項目：

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

(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

(4) その他関連する建議の項目：

(5) 本課題の5か年の到達目標：

フィリピン海プレートが沈み込む相模トラフ・駿河トラフから南海トラフにかけてのプレート境界域では、巨大地震が繰り返し発生している。これら巨大地震の発生様式を考える上で、フィリピン海プレートの沈み込み過程に関する知見は非常に重要である。近年、固着域深部延長上のプレート境界遷移領域では、深部低周波地震、深部低周波微動、超低周波地震、スロースリップといったプレート境界のすべり運動と考えられる現象が発見されている。本計画では、過去に実施された海陸統合地殻構造探査データと、新規にプレート境界域の陸域において実施する稠密アレイ観測で得られるデータとの統合解析を実施することで、固着域から固着域深部延長上の遷移領域におけるプレート境界域の3次元構造と物理特性を明らかにし、アスペリティの実体の解明を目指す。

(6) 本課題の5か年計画の概要：

平成 21 年度においては、紀伊半島において取得されている既存の地殻構造探査データの統合解析を実施し、紀伊半島下の3次元的不均質構造の解明を目指す。また、紀伊半島南部下の遷移領域における詳細な不均質構造を明らかにするための稠密自然地震アレイ観測を実施する。

平成 22 年度においては、紀伊半島南部において、深部低周波微動・低周波地震が活発に発生している場所の反射法断面図が得られる測線を設定し、制御震源を用いた地殻構造探査を実施する。得られたデータに対して反射法解析を実施し、測線下の反射法断面図を得る。

平成 23 年度においては、平成 22 年度に取得した地殻構造探査データと平成 21 年度に得た稠密自然地震アレイ観測データに、それ以前に紀伊半島において取得している海陸統合地殻構造探査データ・自然地震観測データを加えた統合解析を行ない、プレート境界、特に固着域からその深部延長上の遷移領域における3次元地震波速度構造を得る。

平成 24 年度においては、平成 22 年度に取得した地殻構造探査データと、それ以前に取得している地殻構造探査データに対して反射法解析を適応し、固着域から固着域深部延長上の遷移領域におけるプレート境界面の3次元形状を得るとともに、観測されるプレート境界面からの反射波に対しての振幅解析を行い、プレート境界面上の反射係数の空間分布を明らかにする。

平成 25 年度においては、本計画で取得した稠密自然地震アレイ観測・地殻構造探査データと既存地震観測データの統合解析により得られたプレート境界域の3次元構造・物理特性とプレート境界域に

おける地震活動・深部低周波微動発生場所との対応関係を考察し、地殻変動、構造地質、熱力学モデルから得られている知見と比較することで、アスペリティの実体の解明を目指す。

(7) 平成 22 年度成果の概要：

平成 21 年 12 月に開始した紀伊半島南部の奈良県下北山村から十津川村を経て和歌山県みなべ町に至る約 60 km 区間での稠密自然地震観測（観測点間隔：約 1 km）を平成 22 年 5 月まで継続して実施し、稠密自然地震観測データを取得した。また、平成 22 年 10 月に、遷移領域におけるプレート境界面の微細構造を明らかにする目的で、稠密地震観測測線と同一測線で地殻構造探査を実施した（図 1）。紀伊半島南部下の遷移領域における不均質構造に関する新たな知見を得るために、これら同一測線上で取得した制御震源探査データと稠密自然地震観測データの解析を行った。稠密自然地震観測データの解析を行うにあたっては、各観測点で得られた記録は連続記録である為、地震毎のデータに編集する作業が必要である。そこで、観測期間中における気象庁一元化震源カタログから抽出した紀伊半島南部（北緯 33.4°-34.4°：東経 135.1°-136.3°）で発生した地震の震源時刻に従って、連続記録から地震毎へのデータ編集を実施した。その後、臨時観測点の波形データと紀伊半島南部に設置されている 41 点のテレメータ観測点で得られている波形データとの統合作業を行った。このようにして作成した地震波形データから測線近傍で発生したイベントを抽出し、P 波・S 波の到来時刻と初動極性の読み取り作業を行った。得られた走時データと 1 次元速度構造を用いて再決定した震源分布からは、地震活動度は東経 135.7° 付近を境に西側で高く東側で低いという明瞭な傾向が見られた。紀伊半島中央部ではフィリピン海プレートに関連すると思われる北西傾斜の地震がおよそ 35 km より深いところで発生するのに加え、上側プレートの深さ 10~30 km 付近でも地震が発生している。フィリピン海プレート内で発生した地震は既存研究で求められているプレートモホより深いところで発生していることも確認された。このようなプレート内で発生している地震のメカニズム解は P 軸 T 軸の方位のばらつきは大きいものの、地震活動度の高い西側のプレート内地震では、沈み込み帯でよく報告されるダウンディップエクステンションタイプのメカニズム解のほかの一つの節面がほぼ鉛直でその走向がプレートの沈み込み方向に一致するというタイプのメカニズム解も多くみられた。このメカニズム解の断層面を鉛直の節面と考える場合、その運動センスは節面の南西側が上昇、北東側が下降となる。これは最近この近傍で提唱されたフィリピン海プレートの断裂 (Ide et al., 2010) を考える際の變形センスと調和的である。

低周波地震発生域を含む紀伊半島南部下の 3 次元速度構造を得る為に、稠密地震観測点データと定常観測点データから得た P 波・S 波の初動走時データを用いてトモグラフィー解析 (Thurber and Eberhart-Phillips, 1999) を実施した。トモグラフィー解析の初期モデルには、連携震源決定法 (Kissling et al., 1994) を用いて得た 1 次元速度構造モデルを使用した。得られた測線下の P 波速度構造を図 2 に示す。測線下のマントルウエッジに対応する深さ 30-35km の P 波速度は水平方向に大きく変化し、クラスター状に存在している低周波地震発生域近傍で P 波速度が低下する傾向があることが分かる。また、測線下の V_p/V_s 構造からは、低周波地震発生域近傍では、 V_p/V_s 値が大きくなる傾向がみられる。これらの結果から低周波地震の発生には流体の関与が示唆され、フィリピン海プレートから脱水した流体が存在すると思われる領域のみでマントルウエッジが蛇紋岩化していることが考えられる。

稠密地震観測データに対しては、深部低周波微動発生域の詳細な異方性媒質構造を明らかにすることを目的とした S 波偏向異方性解析も実施した。稠密地震観測点で収録された微小地震の S 波部分に対して、S 波偏向異方性の 2 つのパラメータ（速い S 波の振動方向： ϕ 、速い S 波と遅い S 波の到達時間差： Δt ）を、Silver and Chan (1991) の手法を用いて推定した。入射角 35 度以内の制限を満たす 12219 個の波形データを解析した。S 波の立ち上がりが明瞭なもの、相関係数が 0.80 以上のものの中から、計 1934 個の異方性パラメータを得た。その結果、測線全域にわたって、速い S 波の振動方向が概ね東西方向を示す S 波偏向異方性が見られた。この結果は、定常観測点のデータのみを用いた異方性構造の特徴と調和的であり、紀伊半島南部において広域応力場によって S 波偏向異方性が生じていることを意味する。また地殻内地震と沈み込むフィリピン海プレート内の地震の到達時間差 Δt を比較すると、

プレート内地震で到達時間差が大きくなる傾向が見られた。これは、下部地殻からマントルウェッジにかけて東西方向のS波偏向異方性が存在することを示唆する。到達時間差が0.20秒より大きかった地震—観測点ペアは、紀伊半島中央部で、測線北側に集中し、マントルウェッジを長く伝播するS波が大きな偏向異方性を示していることから、マントルウェッジに強い異方性が存在する可能性が考えられる(図3)。

プレート境界面の微細構造を明らかにする目的で実施した地殻構造探査は、制御震源としてダイナマイトを使用し、測線上では、和歌山県みなべ町(SP-1D)、和歌山県田辺市龍神村(SP-2D)、奈良県十津川村(SP-3D, SP-4D)、奈良県下北山村(SP-5D)の計5か所で発破を行った。また、測線南方の和歌山県田辺市(SP-6D)でも発破を行った。葉量は、すべての点で200kgである。これら発破による信号を観測するために、探査測線上にLS8200SD型レコーダ(蔵下・他, 2006)を約200m間隔で290か所に設置した。各観測点では、固有周波数4.5 Hzの地震計によって上下動成分の観測を行った。サンプリングは、250 Hzで行った。得られた記録は良好で、初動到達後にも深部地殻内や沈み込むフィリピン海プレートに起因したと考えられる明瞭な反射波が観測された。深部地殻構造を把握するために、このような反射波の解析を行うことは有益である。そこで、得られたデータに対して共通反射点重合法による反射法解析を実施した。NMO補正・マイグレーション処理、深度変換処理の際に必要な速度構造は、トモグラフィー解析によって得たP波速度構造(図2)をもとにして作成した。得られた反射法断面図を図4に示す。測線西側の深さ約15km付近では明瞭な反射面が確認でき、地殻内での地震活動の高い領域との対応関係が見られる。SP-2DからSP-3D下の深さ27km付近に確認できる水平な反射面は、トモグラフィー解析で得られた速度構造(図2)と比較すると、島弧側のモホ面に対応すると考えられる。深さ30-35kmに確認できる反射面は、この地域に於いて過去に実施された地殻構造探査の結果と比較するとフィリピン海プレート上面に対応すると考えられ、その反射強度は、低周波地震発生域直下で強くなるように見える。このような反射面や地震波速度構造の特徴から、低周波地震発生過程において、沈みこむプレート内の脱水反応によって生成された流体の関与が強く示唆される。

(8) 平成22年度の成果に関連の深いもので、平成22年度に公表された主な成果物(論文・報告書等) :

(9) 平成23年度実施計画の概要 :

紀伊半島南部で実施した稠密自然地震観測と地殻構造探査データとの統合解析を実施し、プレート境界、特に遷移領域における不均質構造・プレート境界面の物理特性や、プレート境界における地震活動を高精度で把握するための解析を引き続き行う。

(10) 実施機関の参加者氏名または部署等名 :

地震研究所 飯高隆・蔵下英司・岩崎貴哉

他機関との共同研究の有無 : 有

海洋研究開発機構

[金田義行、小平秀一、尾鼻浩一郎]

(11) 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 : 東京大学地震研究所 地震火山噴火予知研究推進センター

電話 : 03-5841-5712

e-mail : yotik@eri.u-tokyo.ac.jp

URL : <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/index-j.html>

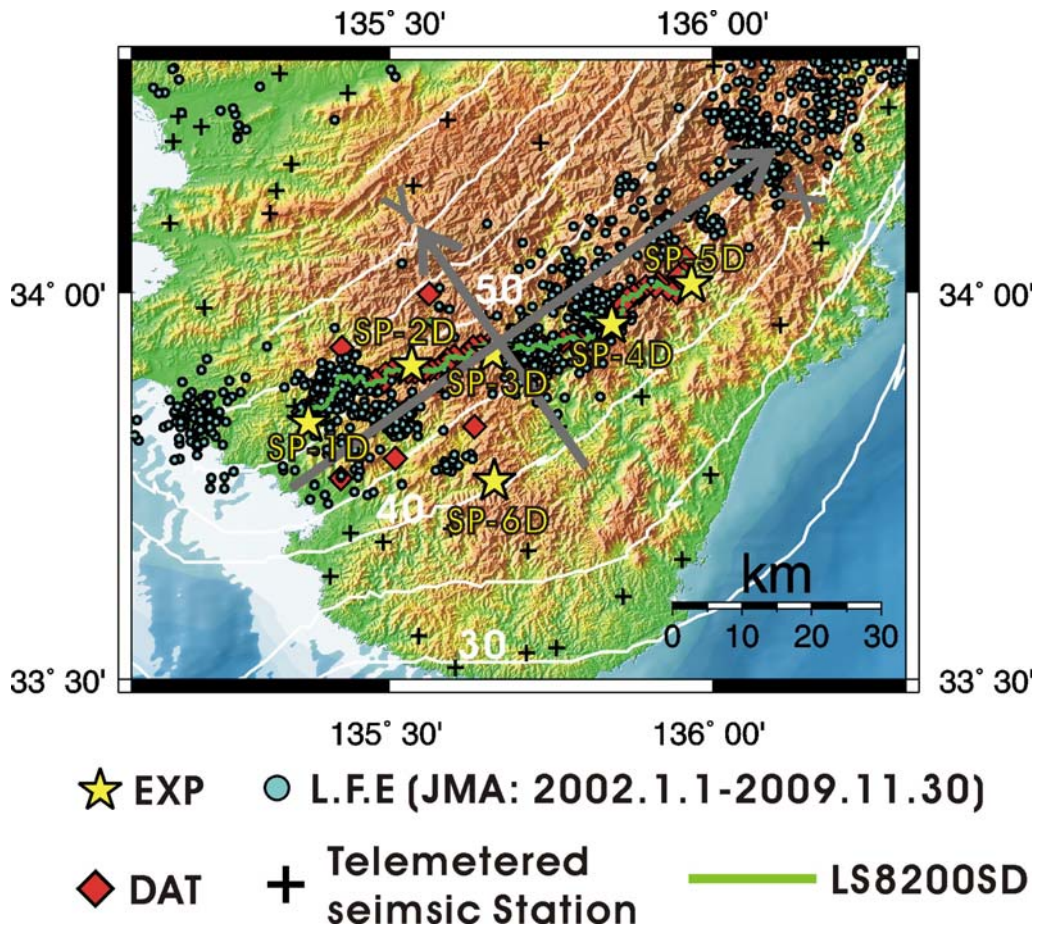


図 1

発破点と観測点配置図。星印は発破点の位置を示す。X-Y 軸は、トモグラフィー解析用に設定した座標軸を表す。コンターは 5km 間隔で、地殻下地震の深さ分布（中村・他，1997）を示す。

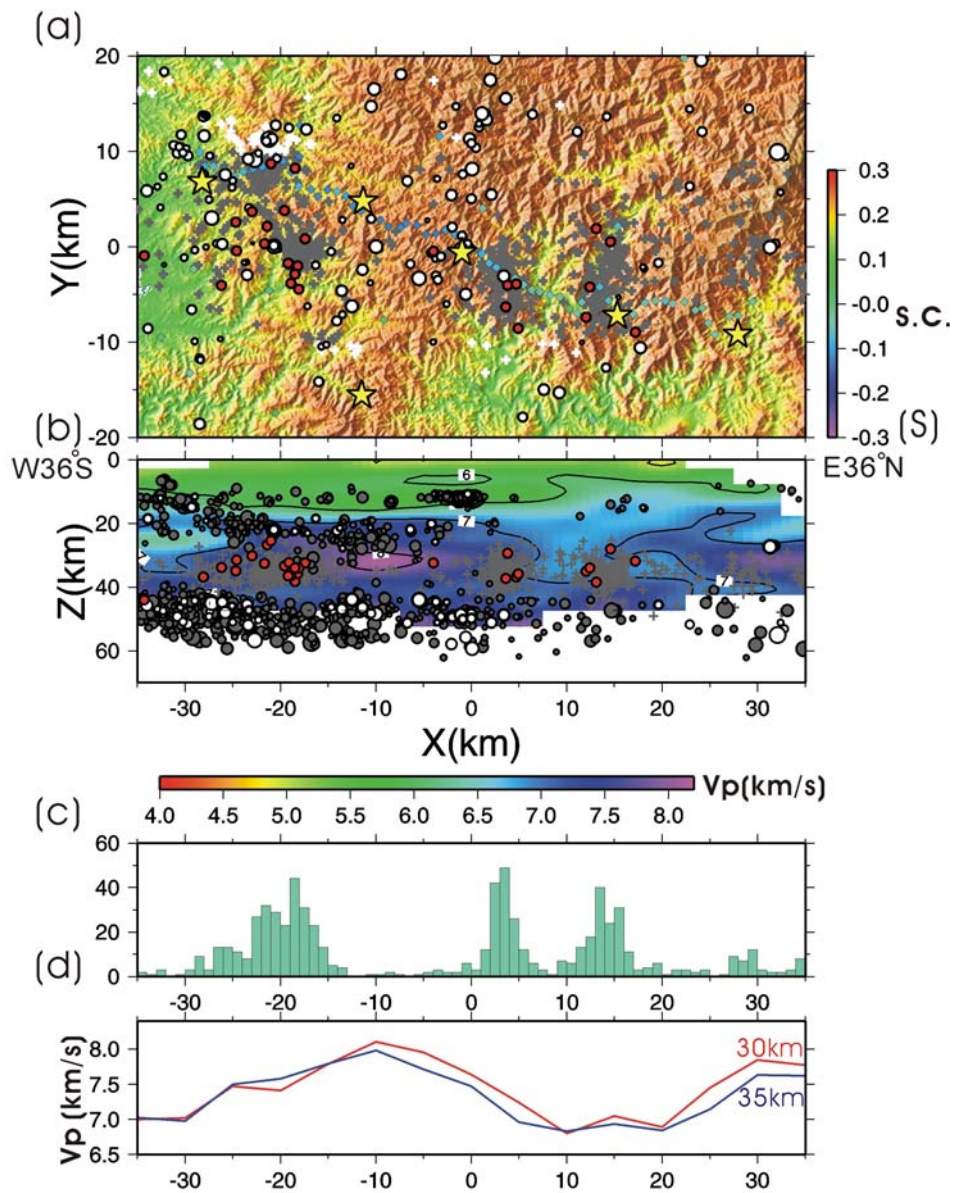


図 2

トモグラフィー解析により得られた P 波速度構造と測線近傍の震源分布. (a) ◆が観測点を示し、色が解析により得られた観測点補正值を表す. 星印は発破点位置を示す. 白色丸印は本観測データから得た走時データを用いて再決定した震央分布を示す. 十印は、気象庁一元化震源カタログによる低周波地震（2002. 1.1-2009. 11. 30）の震央を示し、測線近傍（± 10km）以内の震央を灰色、それ以遠を白色で表示した. (b) P 波速度をカラースケールで表示し、コンター間隔は 1km/s. 気象庁一元化震源カタログ（2002. 1.1-2009. 11. 30）に記載された読み取り走時データと本研究で得た P 波速度構造を使用して再決定した普通の地震の震源を灰色丸印、低周波地震の震源を赤色丸印で示す. (c) 気象庁一元化震源カタログによる低周波地震（2002. 1.1-2009. 11. 30）の測線近傍（± 10km）における累積発生数をヒストグラムで表示. (d) 測線下の深さ 30km（赤線）と 35km（青線）における P 波速度.

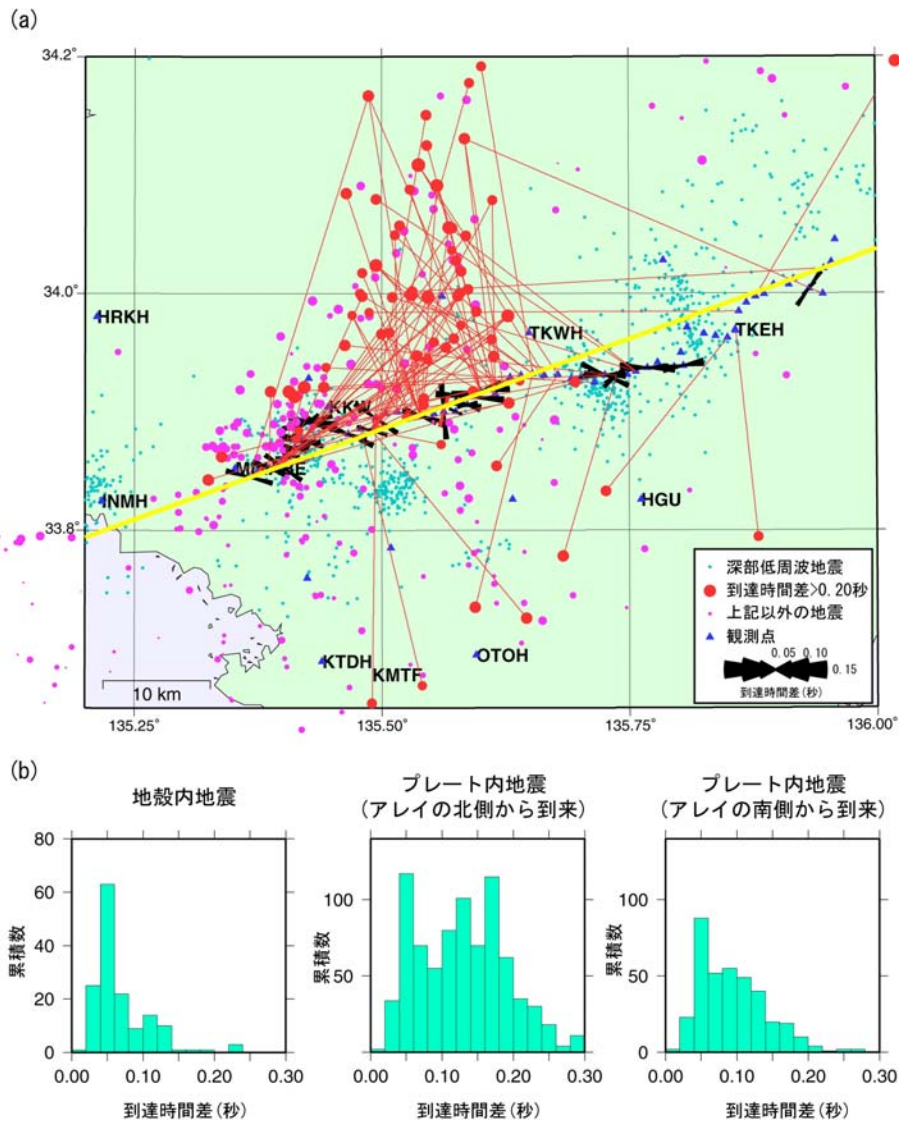


図 3

(a) 稠密地震観測点によって観測された S 波偏向異方性. 到達時間差の平均をローズダイアグラムで示した. プレート内地震で到達時間差が 0.20 秒を超えるものを赤で表示し, その震央-観測点間を線で結んでいる. (b) 地殻内地震, プレート内地震でアレイより北から到来するもの, 南から到来するものの到達時間差の累積数をヒストグラムで表示.

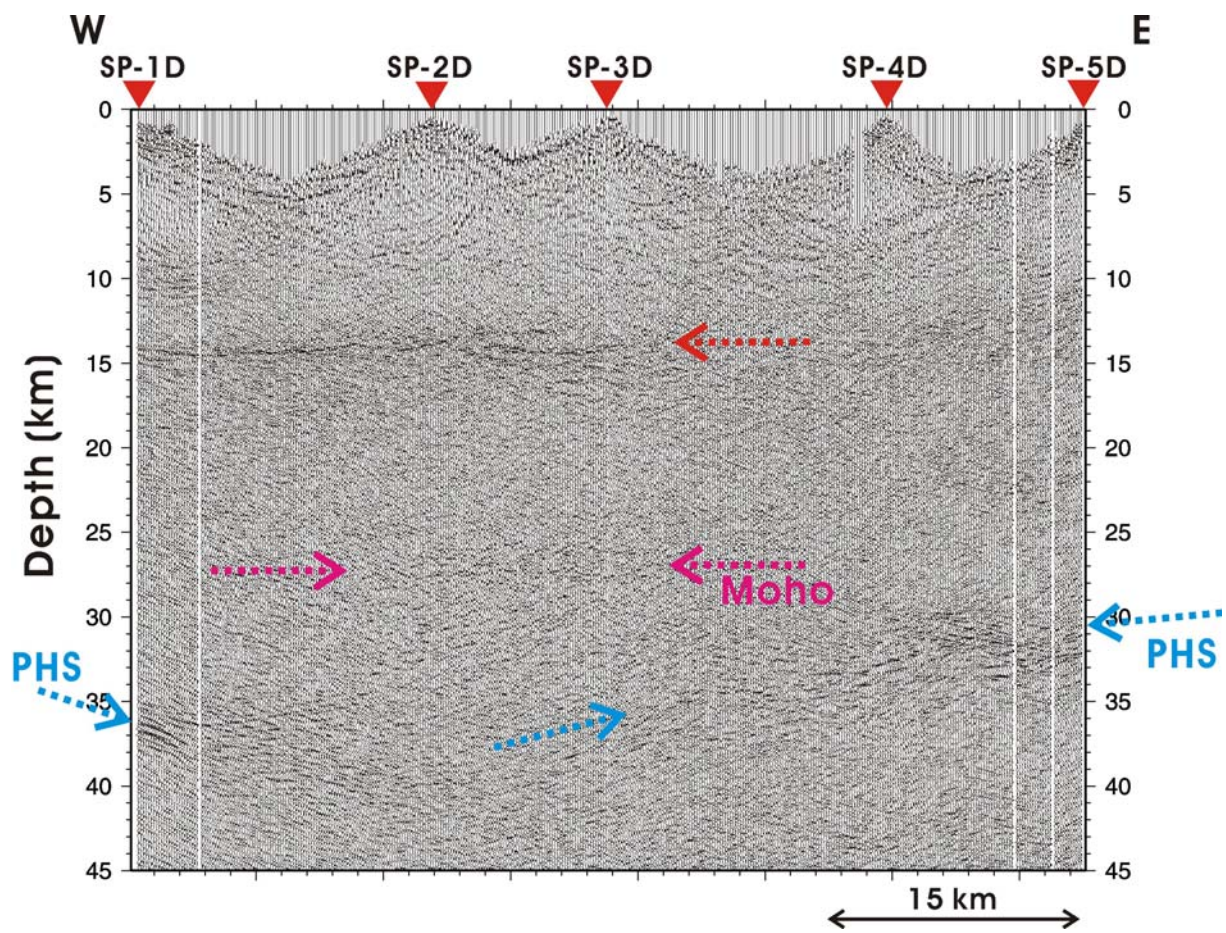


図4
 反射法断面図（マイグレーション後深度断面図）.