

レシーバ関数解析による P-S 変換波を用いた地下構造イメージング -自然地震および屈折法探査データの利用-

辻本すばる*, 三ヶ田 均**, 浅川栄一*3, 後藤忠徳**, 尾西恭亮*4

要 旨

地殻構造の推定は、日本の弧状列島に関する造構史を明らかにする、あるいは地震、火山噴火、それに伴う津波発生など、将来的なテクトニック活動を探る上で大切である。深部地殻構造推定では、屈折法探査や反射法探査が実施され、主として得られた記録の上下動成分が使われているが、水平動成分の記録迄含めて解析することでより詳細な地殻構造推定の可能性が生まれる。この目的のため、人工震源ではなく自然地震の S 波を利用し地震波速度不連続面の位置を推定するレシーバ関数に着目した。本研究では、地震ではなく、人工震源を用いた屈折法探査データを使用したレシーバ関数解析による地下構造イメージングを試みる。データの処理では、まず時間マイグレーションにより変換点をみかけの位置から真の位置に移動させることが必要である。これは、イメージングの対象となるヘッドウェーブからの P-S 変換点が、反射法探査データの場合の反射点と異なるためである。次に f-k マイグレーションにより時間マイグレーションを適用したレシーバ関数を深度変換する。最終的に、異なる震源あるいは地震に対して得られたマイグレーション結果を重合し、1 つのセクションを作成する。本研究の結果は、レシーバ関数解析が地下構造イメージング手法として屈折法探査データに適用可能であることを示すだけでなく、レシーバ関数を用いることで、自然地震観測や屈折法探査など異なる手法で得られたデータを統合可能であることを示している。

キーワード： 地下構造イメージング・レシーバ関数・屈折法探査・自然地震・マイグレーション

1. はじめに

ユーラシア、太平洋、フィリピン海や北米プレートが衝突する複雑なテクトニクス環境に位置する日本は、地震等の大規模地殻変動現象の多発地帯である。地震の発生メカニズムの研究や地震による災害予測、火山活動や、大規模地殻変動現象の周期性の解明など、防災に関連する地球科学的研究は、我が国の安全保障の問題の一つとして強く認識されている。こうした地球科学的研究において、地震波の伝搬する地殻の構造は、地球科学上のテーマとして必要不可欠であることは疑う余地もない。地

殻構造を推定することは、防災に重要な地震・火山活動等の大規模地殻変動現象の基礎研究にとり必須の手段なのである。このため、近年では探査を目的とした人工地震探査や自然地震の記録取得が継続して行なわれ、反射法地震探査や屈折法地震探査のデータ解析手法が適用されるだけでなく、地震波の走時トモグラフィや減衰トモグラフィ、地震波干渉法、など枚挙に暇のない程の数々の手法適用の試みが行なわれている。こうした手法の中で、レシーバ関数法は、専ら自然地震を三成分地震計で取得した場合に適用される手法であり、商業化された数々の地震探査手法の中で物理探査として馴染みの薄い

2011年1月6日原稿受付；2011年2月7日受理

* 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻地殻工学講座
ジオフィジクス分野（現在：東海旅客鉄道株式会社）
〒615-8540 京都府京都市西京区京都大学桂

** 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻地殻工学講座
ジオフィジクス分野（現在：同大学大学院同研究科同専攻
資源工学講座応用地球物理学分野）

*3 (株) 地球科学総合研究所・探査部

〒112-0012 東京都文京区大塚一丁目5番21号

*4 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻地殻工学講座
ジオフィジクス分野（現在：秋田大学大学院工学資源学
研究科地球資源学科）

第117回(平成19年度秋季)、第119回(平成20年度秋季)学術
講演会にて一部を発表

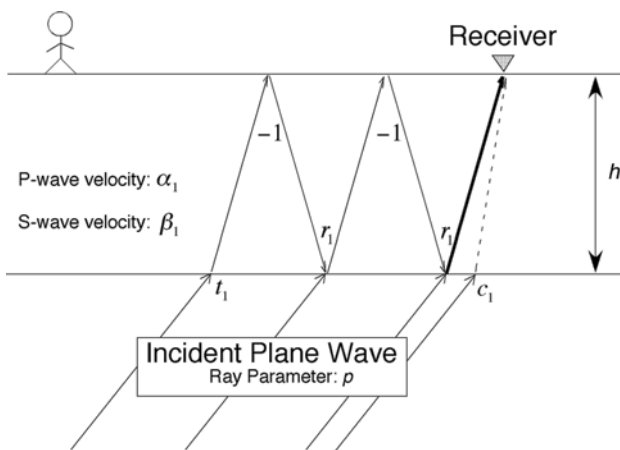


Fig.1. Two layer model composed of a surface layer and a semi-infinite elastic media. When an upcoming compressional plane wave is incident to the boundary between the two layers, diffracted compressional (P) and converted shear (S) waves are generated at the boundary. An inverted triangle depicts the location of a tri-component seismic sensor that records seismic signals. Arrows indicate the raypaths of compressional seismic waves, while an arrow of a broken line the raypath of converted shear waves. The thick line is the raypath that is incident to the receiver. Parameters in the figure are explained in the text.

手法として考えることができる。自然地震を用いた探査では、解析に用いる地震発生のタイミングの制御が不可能であることから、データの冗長性確保のため長期間に亘りデータを取得することが一般的である。レーシーバ関数解析には自然地震を用いることが多く、このデータ取得の時間的コストが、物理探査手法として認識される際の障害になっていると考えられる。

では、果たしてレーシーバ関数法は、自然地震にしか適用できないのであろうか。レーシーバ関数法とは、自然発生の遠地地震を受振し、その水平成分・垂直成分から受振点直下の地下速度不連続面の深度を推定するという方法として提起された (Langston, 1979)。Amman (1991) にある通り、データの水平成分を垂直成分でデコンボリューション処理することで水平成分に含まれる P-S 変換波を抽出し、初動走時との時間差から P-S 変換点となる不連続面を逆解析する。屈折法地震探査や反射法地震探査などと比較し、レーシーバ関数解析では遠地で起きた自然地震を受振して解析を行うため人工震源を必要とせず、地震記録の各成分を用い容易に地下速度不連続面を推定する。また、レーシーバ関数から抽出される変換波の時間遅れや観測された水平/上下スペクトル比を用いた地盤の S 波速度構造の解析などの応用例が知られ、地表面の地震記録から地盤構造を推定できる意義は大きい。しか

し、震源となるイベントの偶発性により十分な量のデータ取得に難があるだけでなく、結果として重合による S/N 比を向上させることが困難であることなどの問題がある。ハイドロフォンを用いるストリーマ探査を除けば、三成分地震計によるデータ取得は一般的となり、複雑な地下構造により発生する P-S 変換波も、人工震源を用いた探査記録にも一般的に混入していることが知られている。P-S 変換波を用いるレーシーバ関数法が人工地震を用いた探査でも適用可能となれば、十分な量のデータ取得という問題を緩和させる効果があることは言うまでもない。更に、レーシーバ関数法を、地下構造イメージングの手法とすることができれば、探査の一手法としての意味を明らかにすることが可能である。

本論文では、自然地震解析の中で発展したこのレーシーバ関数法を拡張し、先ず人工地震に対しての有効性を確認する。確認は、海水、堆積層、上部地殻、下部地殻、マントルから構成される海洋地殻構造モデルに対し海水面震源と多数配置された海底の OBS に対する差分法を用いたフォワードシミュレーション結果にレーシーバ関数法を適用することで行なう。その結果、人工震源に対しても、変換波が発生する限りレーシーバ関数法が適用可能であること、更にイメージング手法として使用することが可能であることが検証される。次に、自然地震に対する応答も推定し、自然地震と人工地震双方のデータを用いる手法として扱えることを明確にする。日本の大規模な地殻構造推定では、主に初動となる走時が使われるため、データの垂直成分が多用されている(斎藤, 1998)のに対し、水平成分は主に V_p/V_s 比などの物性値を決定する目的に用いられる(清水, 1998) ことが多い。自然地震のみならず、人工地震に対してもレーシーバ関数を用いることで、三成分地震計のデータをあまねく地下構造イメージング目的に用いることが可能であることを示すことができたと考えている。

2. レーシーバ関数解析

遠地で地震が発生した場合、地震波がある観測点に到達するまでに速度不連続面を通過する (Fig.1)。そのとき P-S 波や、S-P 波などの変換波が発生する。一般に、地中の震源から地表の受振点に直接 P 波が到達した後、地表に最も近い速度不連続面で発生した P-S 変換波が受振される。地表に対し厚さおよび地震波速度の均一な表層が存在すると考えると、表層の P 波および S 波速度をそれぞれ α_1 および β_1 、表層の厚さを d 、表層に下方から入射する P 波の波線パラメータを p とし、到着走時差 ΔT_{SP} はスネルの法則を用い、次式で与えられる。

$$\Delta T_{SP} = d \left\{ \sqrt{\left(\frac{1}{\beta_1}\right)^2 - p^2} - \sqrt{\left(\frac{1}{\alpha_1}\right)^2 - p^2} \right\} \quad (1)$$

この時、表層直下の第二層以深の地震波速度は明らかには含まれないことがわかる。入射 P 波の z 変換を用いた波形を $s(z)$ 、表層下部における P 波の透過係数を t_1 、地表における P 波の反射係数を -1 、表層下部における下方進行波の反射係数を r_1 とすると、地表で観測される P 波 $y_{//}$ (P 波の波線方向振幅) は、多重反射波を含め、次式となる。

$$\begin{aligned} y_{//}(z) &= t_1 s(z) (1 - r_1 z^{\tau_1} + r_1^2 z^{2\tau_1} - r_1^3 z^{3\tau_1} + \dots) \\ &= t_1 s(z) \frac{1}{1 - r_1 z^{\tau_1}} \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、時間の基準は、P 波初動の到達時間としている (Fig.1 中の太い実線の波の到着時間)。また、データのサンプリング・レートを Δt とすると

$$\tau_1 = 2 \frac{d}{\Delta t} \sqrt{\left(\frac{1}{\alpha_1}\right)^2 - p^2}$$

である。地表付近では、鉛直方向に近い波線となる。そのため、下方進行する P 波から表層下部で変換され反射する S 波や、上方進行する S 波から地表で変換され反射する P 波の振幅は非常に小さくなる。そのため、受振器で観測される S 波の波線に垂直な方向の S 波振幅 y_{\perp} は、近似的に次式となる。

$$y_{\perp}(z) = c_1 s(z) z^{\tau_2} \quad (3)$$

ただし、ここで $\tau_2 = \Delta T_{SP} / \Delta t$ である。受振された地震波の鉛直成分 $u_z(z)$ および水平成分 $u_x(z)$ は近似的に $y_{//}$ および y_{\perp} で記述される。

$$\begin{pmatrix} u_z(z) \\ u_x(z) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sqrt{1 - \alpha_1^2 p^2} & -\beta_1 p \\ \alpha_1 p & \sqrt{1 - \beta_1^2 p^2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} y_{//}(z) \\ y_{\perp}(z) \end{pmatrix} \quad (4)$$

レシーバ関数 $h(z)$ は、 y_{\perp} を $y_{//}$ で除算 (デコンボリューション) した関数で与えられる。式 (4) を、 $1 \gg \alpha_1 p > \beta_1 p$ なる条件で近似すると、次式が得られる。

$$\begin{aligned} h(z) &= \frac{u_x(z)}{u_z(z)} \\ &\approx \alpha_1 p \left\{ 1 + \frac{c_1 z^{\tau_2}}{\alpha_1 p t_1} (1 + r_1 z^{\tau_1}) \right\} \end{aligned} \quad (5)$$

すなわち、地表に入射する地震波の鉛直成分に対する

水平成分の比を取ることで、式(1)にある ΔT_{SP} を推定することが可能であることがわかる。ここまでは、表層のみに注目したが、比較的大振幅の P-S 変換波を生ずる地震波速度あるいは密度不連続面であれば、同様な考察が

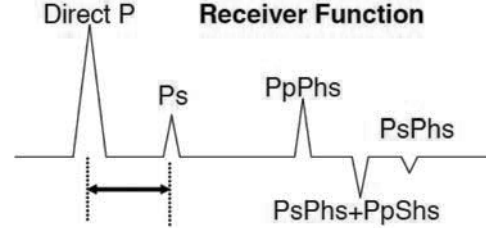


Fig. 2. Schematic Receiver Function including surface multiples after the deconvolution of horizontal component with the vertical. Annotations indicate as follows: “P” for compressional waves either upcoming in the second semi-half layer or downgoing, in the surface layer in Fig.1, “p” and “s” for respectively compressional and shear waves upcoming in the surface layer, “h” for reflection at the interface between the surface and the second semi-half layers. Amplitudes for PpPhs and later phases are exaggerated for visibility.

成り立つ。レシーバ関数解析は、この上下動と水平動の除算を行うことで、式(5)の τ_2 を推定し不連続面の深度を推定する方法として提案された (Langston, 1979)。地震記録の水平成分を垂直成分でデコンボリューションする式(5)を直接評価により、Fig. 2 のような波形が出力される。この際にデコンボリューション方法として、スペクトル領域での除算を用いることを Ammon (1991) が提唱しているが、本研究では時間領域のデコンボリューション (佐々ほか, 1993) を用いた時間領域の Wiener Filter を用いている。周波数領域および時間領域のどちらで計算しても等価の処理であるが、前者では分母となる鉛直成分記録に含まれる振幅の小さな周波数における除算という不安定性を回避するため分母にスペクトルの最大値に対し数%のノイズを加算する。他方、後者では自己相関係数の最大値に対して数%程度となるダンピングファクタを Toeplitz 行列の対角成分に加える方法で、計算の安定を図る。前者の周波数領域の分母にノイズを加える方法では、FFT などの手法から得られるスペクトルの最大値の取り方に依存した安定化ノイズとなるのに対し、零位相差で与えられる自己相関関数の最大値を基準にする方が一般的に安定した計算が可能であることが知られ

ている。本研究の場合でも双方を比較したが、後者の方がより安定した計算が可能であった。

3. レシーバ関数解析モデル

本論文においては速度構造を推定し、順問題の繰り返しによる一般化された逆問題としてレシーバ関数法を用いるのではなく、イメージング手法としての妥当性を検討する。これにより、例えば屈折法探査とレシーバ関数法で異なる速度構造が得られるといった問題（例えば、Zandt *et al.*, 1986）は生じない。逆に、屈折法探査のデータを直接レシーバ関数法でイメージングすることを考えた。このため、現実的なモデルとして Fig.3a のような、海洋屈折法探査として代表的な OBS (Ocean Bottom Seismometer) 探査の対象となる地下構造を考えることにする。OBS 探査では、4 成分センサー(3 成分ジオフォンと hidroフォン) を搭載した受振器(OBS) を探査測線上に数キロ間隔で海底に着底させ、その測線上で数百メートル間隔のショットを打ち探査を行う。解析の対象となるのは、主により深い上部マントルを通過してきた屈折波を初動として捉えるオフセットの大きな人工地震探査記録となる。我が国においては、マントルの沈み込み帯をターゲットにした探査や、大陸棚調査といった目的で頻繁に行われており、屈折波を用いたフォワードモデリングや、反射法地震探査とのジョイントインバージョンが行われている（例えば、Korenaga *et al.*, 2000）。本モデルでは、海底面に 1km 間隔で受振器を 120 個設置した。最上層の海水の下は 3 層のレイヤー状構造となっており、第 2 層は水平方向に対し一定の割合で厚みが増える層、第 3 層はモホロビッチ不連続面より上部の下部地殻を想定し、モデルの左右両側で異なる深度を持ち、モデル中央部で滑らかにその厚さが変化する層とした (Fig.3a)。震源は地表と地下の 2 種類の震源を設置し、差分法を用いて計算した。時間のグリッド間隔は 0.0005s、グリッド幅は 10m である。震源に中心周波数 10Hz の零位相リッカーウェーブレットを用い、受振点は 250m 間隔に 40 個設置した。本論では、グリッドをスタガード格子で与え、時間に関し 2 次精度、空間に関し 4 次精度の中心差分法を用いている。また、海洋部分に関しては、S 波速度を零としている。震源は、全て水平面の鉛直方向応力を初期値として与えた。海面の人工震源および下方から入射する自然地震の 2 種類の震源に関し、海面震源の場合は震源位置にある格子一つに、下方からの入射平面波の場合はある時間の平面波波面の交差する格子全てに同時に応力を与えることとした (Fig.3b)。得られた理論記象の例を Fig.4 および Fig.5 に示す。

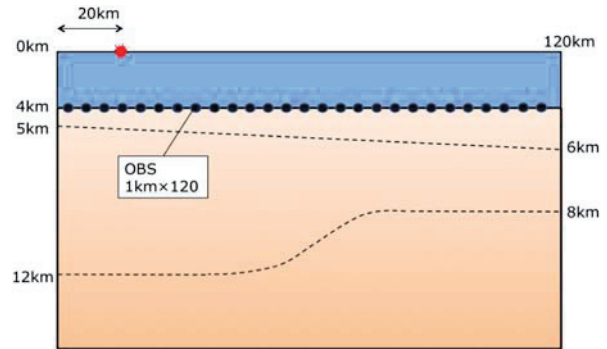


Fig.3a. A realistic oceanic crust model used in the simulation (Tsujiimoto, *et al.*, 2009). OBS'es are aligned on the seafloor. The crust is composed of two horizontal layers. Upper mantle is expressed by a half-space. A constant water depth of 4 km is assumed. Total 120 receivers are aligned on the seafloor spaced every 1km. In the simulation, compressional and shear wave phase velocities (V_p and V_s , respectively) are given as follows: surface layer: $V_p=1.5$ km/sec, $V_s=0$, 2nd layer: $V_p=2.0$ km/sec, $V_s=1.4$ km/sec, 3rd layer: $V_p=3.0$ km/sec, $V_s=2.0$ km/sec, 4th semi-half layer: 6.0 km/sec, $V_s=4.0$ km/sec.

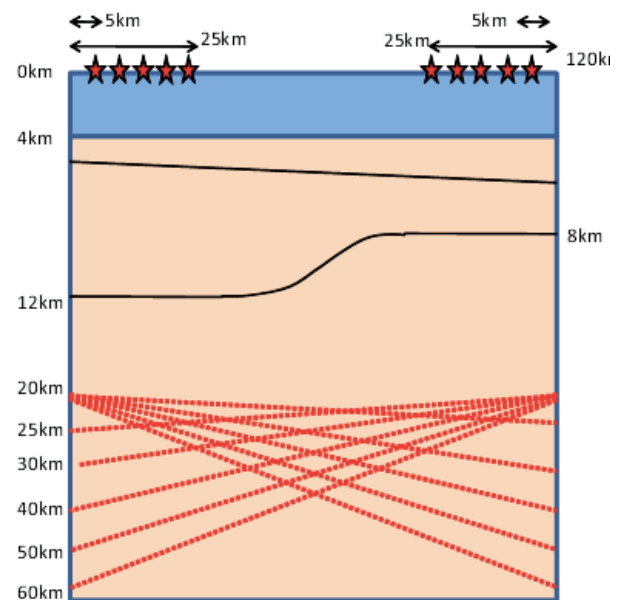


Fig. 3b. Schematic figure to explain how seismic sources are given to the model in (a). 10 artificial sources on the surface are arranged at the top-left and at the top-right of the model. Each upcoming natural earthquake is expressed by a plane wave that is simulated by simultaneously applied vertical normal stresses along the wavefront of the wave at depths between 20 to 60 km. Ten different upcoming directions were chosen as shown in the figure.

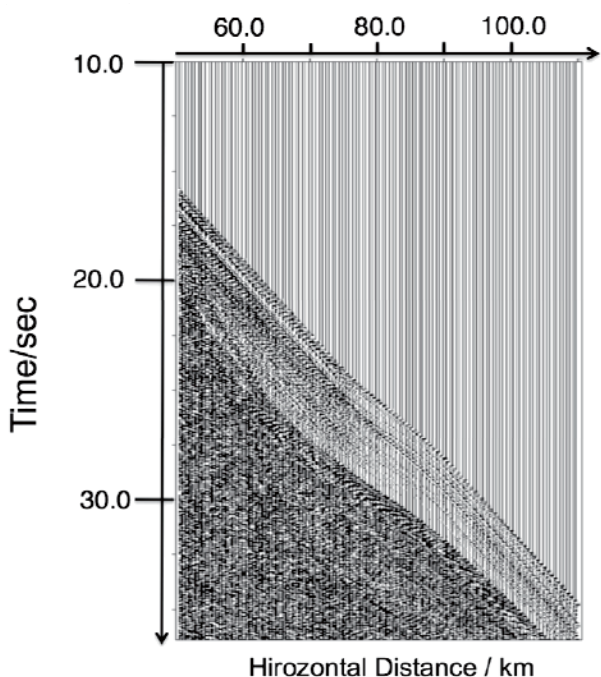


Fig. 4. Vertical component Seismogram from the sea surface shot. Refracted waves through the seismic velocity discontinuities in far field can be observed.

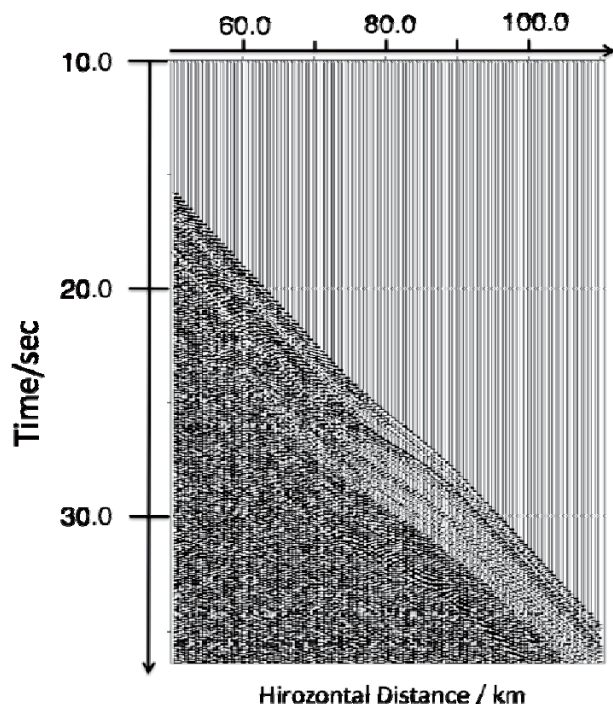


Fig. 5. Horizontal component Seismogram from the sea surface shot. Refracted waves through the seismic velocity discontinuities in far field can be observed as in Fig. 4.

4. モデルからの理論記象に対するデータ処理

4.1 屈性法探査データのタイムマイグレーション

Fig.4およびFig.5に代表される記録について、各震源位置の記録ごとに受振記録からレシーバ関数を求めた(Fig.6)。双方とも、P波初動を時間基準としている。海洋という環境のため、海水面からの多重反射波の混入も観察されるが、P-S変換波のイベントが2つの不連続面の形状を捉えていることがわかる。本来のモデルに設定した不連続面位置を示す太線に注目すると、特に下部の不連続面において、地下震源の場合のレシーバ関数のイベントを人工震源の場合と比較すると、両者のイメージングに誤差があることが確認できる。この下部不連続面に差が生じたのは、波線の違いによりP-S変換波を生じた箇所とは異なる場所のみかけの変換点が出現しているからである。Fig.7のように、屈折波はP-S変換後ある程度大きな屈折角を持って放射されるため、受振点に現れるみかけの変換点を真の変換点に戻す必要がある。このため、屈折波に対するマイグレーション処理が必要となる。本論の場合、屈折変換波として認識されるイベントのみかけの屈折点から真の屈折点に移動させる処理であるため、水平方向の速度不均質を無視し得ると仮定する時間マイグレーションを適用することとした。時間マイグレーションでは、屈折変換波に対して時間シフトと

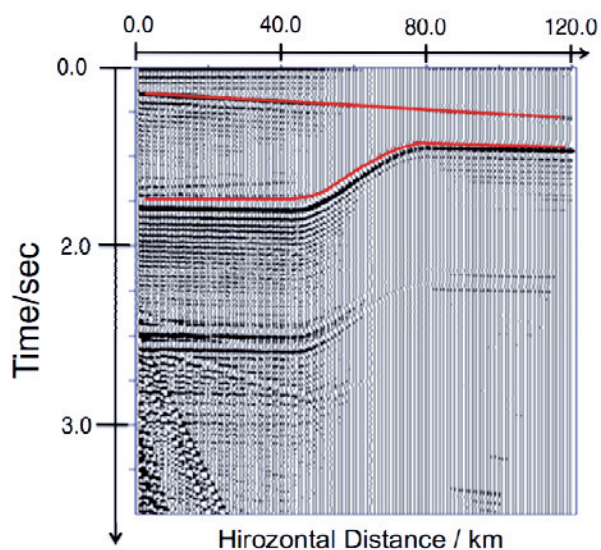


Fig. 6. A Receiver function section obtained for a shot located at the sea surface at the horizontal distance of 20 km from the left end of the model in Fig.3b. Both sedimentary and deep interfaces are imaged. Thick line indicates a true time section expected for the structure shown in Fig. 3.

逆伝播の2つの処理を繰り返し適用することでP-S変換点をみかけの位置から真の位置に戻す補正を行う。水平方向のみかけの速度が重要であるため、レシーバ関数を

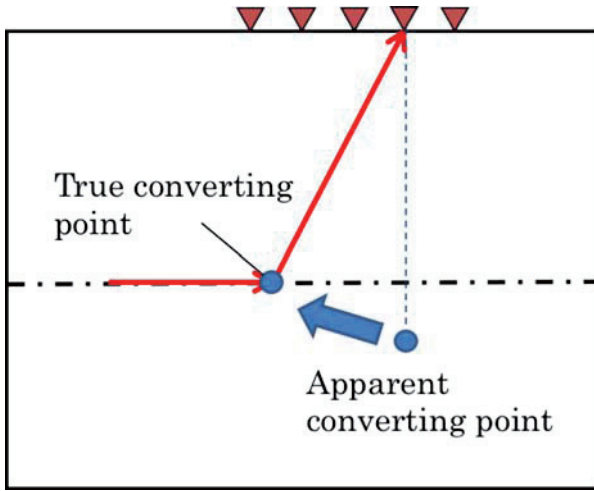


Fig. 7. Schematic relationship between true and apparent and true converting point for shear converted waves from refracted P waves (Tsujimoto *et al.*, 2009).

導出する前の屈折波の波面の傾きが必要になる。この場合、(1) 式(5)の $u_z(z)$ として最も発震点に近い(初動走時の最も小さい)位置で得られた理論記象の上下動成分を与え各受振器の $u_x(z)$ をデコンボリューションする方法と (2) 読み取った屈折変換波の初動をレーバ関数に時間シフトとして与える方法、のどちらか2種類により水平方法のみかけの速度を与え、マイグレーションを適用することになる。本論では、前者(1)の方法で全ての受振点におけるレーバ関数を求めた。この処理を Fig.6 の記録に対し適用したところ、Fig.8の結果が得られた。太線で示された真の不連続面の位置と見比べると、時間マイグレーション処理により不連続面位置が補正されたことがわかる。自然地震に対して、変換波を生ずるみかけの位置から真の位置へのマイグレーション処理が必要であることを Chen *et al.* (2005)が指摘したこと以上に、屈折法探査におけるレーバ関数のマイグレーションの重要性を指摘することができる。不連続面に沿って伝わるヘッドウェーブから立ち上がり角度が臨界角であり、自然地震のレーバ関数に使われる透過屈折波の屈折角より大きな角度を有することから自明である。

4.2 f-k マイグレーションによる深度補正

屈折波地震記録のレーバ関数による地下構造イメージングを行うため、最終的に深度変換を行った。本研究では f-k マイグレーションによってレーバ関数を深度マイグレーションすることで、深度変換を行っている。f-k マイグレーションとは、速度場を一定と仮定し、f-k

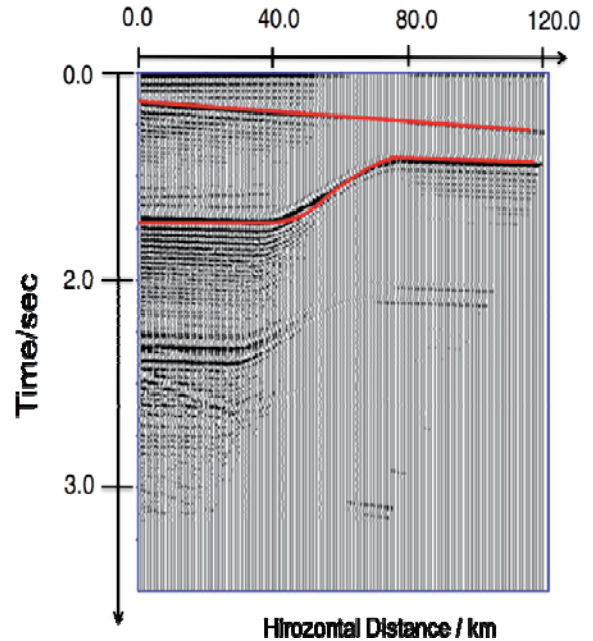


Fig. 8. Result of time migration to receiver functions for data obtained for the surface shot shown in Figure 6. Thick lines indicate the true locations of P-S conversion for refracted P waves.

領域において地表で記録したデータを徐々に下方接続させて深度方向にイメージングをしていくマイグレーション方法である(Gazdag,1978)。その手法を説明する。2次元デカルト座標系 (x, z) において $u(x, t, z)$ をスカラー波動場とすると、波動方程式から次式が成り立つ。

$$\nabla^2 u(x, t, z) = \frac{1}{v^2} \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)^2 u(x, t, z) \quad (6)$$

ただし、 t は時間、 v は波動の位相速度である。式(6)を、 x および t についてフーリエ変換すると、次式が得られる。

$$\left(\frac{\partial}{\partial z} \right)^2 U(k_x, \omega, z) = -\left(\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2 \right) U(k_x, \omega, z) \quad (7)$$

ただし k_x は x 軸方向の波数、 ω は角周波数、 U は $u(x, t, z)$ のフーリエ変換を示す。これを z について解くと、次式が得られる。

$$U(k_x, \omega, z) = U(k_x, \omega, 0) e^{\pm iz \sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2}} \quad (8)$$

$z = 0$ なる地表の受振点での記録をフーリエ変換した後、式(8)右辺の位相変化を適用することで、求めたい深度の記録が得られる。得られた記録を逆フーリエ変換す

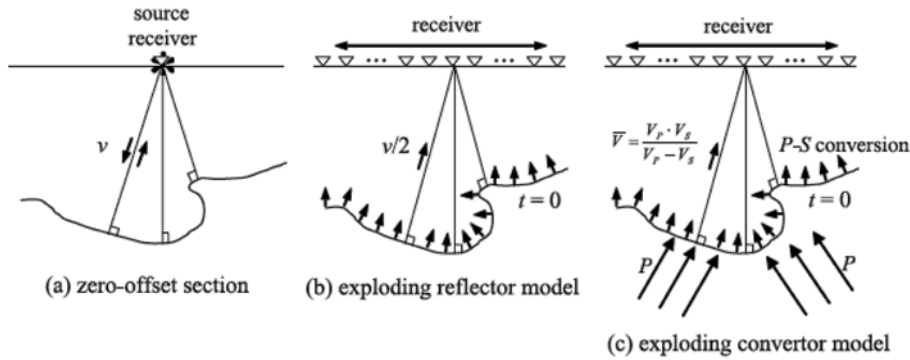


Fig. 9. Schematic illustrations of (a) ZSR trace, (b) exploding reflector model employed in poststack migration in reflection seismology, and (c) the similar exploding convertor model (Chen *et al.*, 2005). Each reflected waves are assumed generated by point sources aligned on reflector in (b), while P-S converted waves by point converters on a plane (c). In the present study, the model (c) is assumed to migrate obtained receiver functions.

ればスカラー波動場を推定することができる。この位相変化を用いたマイグレーション手法は f-k マイグレーションと呼ばれ、その簡便さから地震波速度一定を仮定する手法 (Stolt, 1978) として多用されている。本研究の場合、深度を表す時間軸は式(1)で示される P 波と変換 S 波の到着時間差であるため、Chen *et al.* (2005)の手法を利用し、速度変化をも取り入れ、深度変換を行う。この深度変換は、Fig.9 に示された Exploding Conversion Plane モデルを採用することと同一である。即ち、地表で観測される波動は、入射した地震波に対する地下に並べられた点状二次震源の応答であると仮定し処理する。そのため、地表の波動場を逆伝播法により下方接続すると、個々の二次震源の場所に地表の波動場が収束することとなる。

一連のマイグレーション手法の適用によりレシーバ関数を深度変換した結果が Fig.10 である。太線で示されたモデルの不連続面位置と、深度変換されたレシーバ関数の変換面位置が重なり、モデルの地下構造が再現されていることが確認できる。

4.3 自然地震のレシーバ関数との結果統合

屈折法探査では、震源を多数配置して探査を実施することが可能である。4.1 節での OBS 海洋モデル (Fig.3a) の図の左側に置いた震源に対する処理と同様な処理を、図の右側に配置した震源に対しても行った。更に、自然地震の記録も得られたという仮定の下、レシーバ関数を求め、結果の統合を図る処理を行った。処理に用いた人工震源は、Fig.3b のモデルの左右にそれぞれ 5 点、そして自然地震は地下より立ち上がる平面波として 10 種類の入射角 (左右対称になるよう -18.5° , -14.0° , -9.5° , -4.8° , -2.4° , 2.4° , 4.8° , 9.5° , 14.0° , 18.4°) を仮定した。求めたい地下構造の左右方向および下方からの地震波に対する応答を地表で観測し、地下構造を推定するという手法である。本研究では、個々の震源に対

して上述の方法によるレシーバ関数のイメージングを行い、合計 20 の結果を重合するという処理を行った (Fig.11)。本来であれば、十分な数の入射方向に対する応答を求め Rayleigh 積分法 (Berkhout, 1985) で処理することが望ましいが、その第一歩としての処理として重合が最も適していると考えられる。また、重合により、信号として重なる不連続面部分を強調し、同一な信号として出現しないと考えられるノイズを低減する効果もあり、レシーバ関数によるイメージングの精度を上げるこ

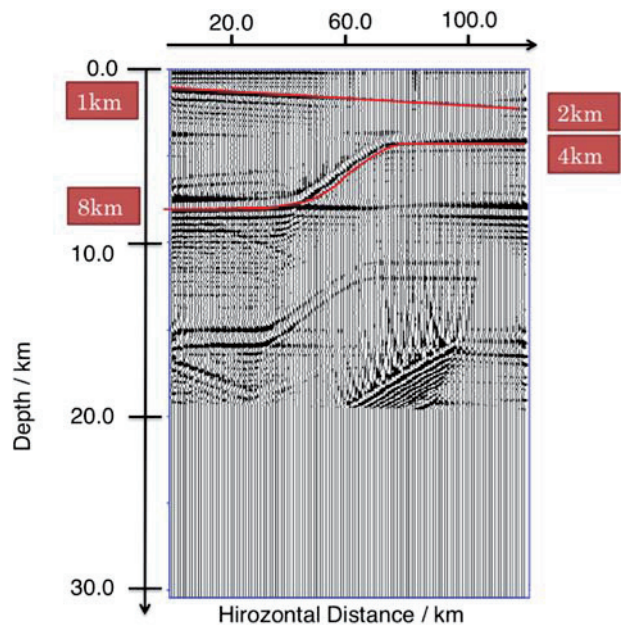


Fig. 10. Depth migrated receiver functions shown in Fig. 8. False converting planes due to multiples are imaged for a depth about 8 km from center to right, and as branched curves starting from a depth about 18km left. Migration artifacts are visible as hyperbolae whose apexes are located for depths from ca. 16 km down to 20 km.

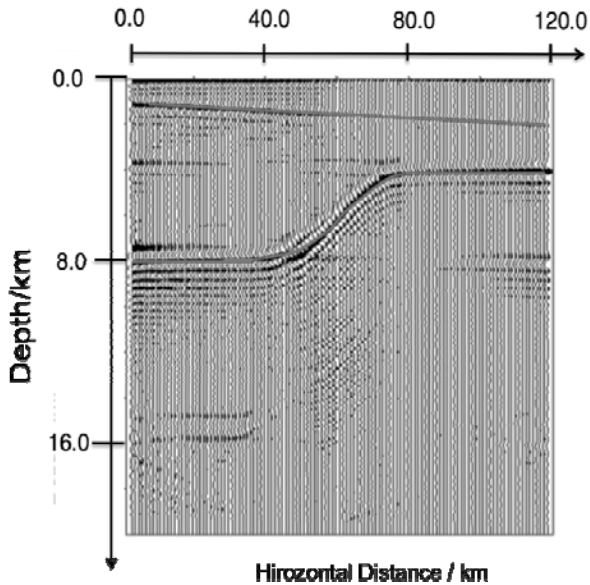


Fig. 11. Final image after the summation for receiver functions for 10 different seismic signals incident to the structure shown in Fig. 3 (Tsujiimoto *et al.*, 2009). The number and the location of surface shots or the incident angle of upcoming plane waves are indicated in the text. After the stacking of 10 migrated receiver function sections, underground velocity discontinuity interfaces are found appropriately close to the modeled depth and horizontal locations.

とに寄与したと考えられる。積分の代わりに重合処理を用いており、将来的に通常のマイグレーション処理と同様に Rayleigh 積分法の高精度な応用が望まれる。

5. 議論

レシーバ関数法は、速度構造を推定し、波線理論を用いて観測された波形を説明する手法として発展した。式(1)~(5)の定式化では、Randall (1989)による散乱行列を用いた詳細な波形インバージョン手法が提案されている。このため、人工的な屈折法探査の結果から初期速度構造モデルを構築し、遠地地震記録のレシーバ関数解析に適用する方法が一般的に採択されている(例えば、Sheehan *et al.*, 1994; Savage *et al.*, 1998)。Zandt *et al.* (1986)は、遠地地震波が十分な周波数帯域の信号を有しており、人工的手法による屈折法探査に比較し、遜色ない速度構造を与えることを議論している。しかしながら、屈折法探査のデータを、レシーバ関数を用いて直接解析することは、あまり行われていない。

近年の地下構造探査では、人工震源を用いた反射法地震探査や屈折法地震探査や、レシーバ関数や地震波干渉法による解析を目的とした常設や臨時の地震観測点でのデータ取得が行われている。陸上での調査のみならず、

プレート境界の存在する日本近海の海洋環境においても、ストリーマを用いた反射法地震探査(マルチチャンネルサイスミック或はMCS)や、海底地震計(Ocean Bottom SeismometerあるいはOBS)を用いた屈折法地震探査あるいは反射法地震探査が行われている。人工地震を用いた探査では、多数の震源および受振器を地表あるいは海面近傍に配置し、短時間に大量のデータを取得する。同一の場所での調査結果は、構造解析の目的で互いに比較されることとなる。手法により異なる結果を得ることもある(例えば、Zandt and Owens, 1986)。解像力の差異が明らかな場合を除き、同一の場所で実施される各種の地震波による地下構造探査を統合的に扱うことができれば、探査効率の改善や構造推定の精度向上に繋がる可能性があるだけでなく、手法による結果の差異の原因を究明することも可能となる。本研究では、通常時間関数として求まるレシーバ関数を、多数の受振器の存在を利用し、深度方向を時間軸としてレシーバ関数を並べた時間断面を構成する手法として考え、P-S変換波を生ずる変換点を地殻内にイメージングすることを試みた。その結果、屈折法探査データに対してもレシーバ関数解析が可能であることを示した。自然地震に対するレシーバ関数解析は従前通り行えば良く、屈折法探査および自然地震観測双方のデータを統合的に処理することも可能である。ただし、イメージングに際しては、Chen *et al.* (2005)が指摘したようなP-S変換点へのマイグレーションや、処理方法によっては本論のようにレシーバ関数のゼロオフセットトレースへの変換(4.1章)が必要となる。

地震波を用いた反射法探査で多用されるマイグレーション処理では、いわゆるポストスタック処理の場合、ノーマルムーブアウトを施した後の重合記録は発震点と受振点在同一の場所にあるゼロオフセットトレース(ZSRあるいはZero Source-Receiver distance)記録であるという仮定を置く。そのため、マイグレーション処理は、みかけの反射面を真の位置に移動する処理として認識される。レシーバ関数のマイグレーション処理では、こうした反射法探査でのZSR記録の処理とする仮定は成り立たない。そのため、受振器近傍における波面の傾き(あるいは水平方向みかけ速度)を基に、みかけの変換点から真の変換点への時間深度に対するマイグレーション処理を施すことが必要となる。本研究では、それぞれの発震点集合ごとに水平方向みかけ速度を暗に推定し、時間マイグレーション処理により時間深度空間での真の変換点へのマイグレーション処理を行った。この場合、受振点近傍の地震波速度以外、Chen *et al.* (2005)の方法のような水平成層の仮定は必要ない。また、時間マイグレーションが、ノーマルムーブアウト処理同様、屈折波記録をZSR記録に変換するための処理であることに注意が必要である。この点が、通常の反射法地震探査における処理との相違点である。

一連の処理の最後の深度変換では、Chen *et al.* (2005)の指摘のように、反射法探査同様時間が深度を意味することに違いはないが、時間深度が P 波初動に対する P-S 変換波の時間遅れであることに注意が必要である。本研究でも、Chen *et al.* (2005)同様に、この時間遅れを実際の深度に変換するための処理を、水平方向波数と信号周波数から深度に変換する $f-k$ マイグレーションで行っている。こうした一連の処理により、例え屈折波であってもイメージング処理を施せることを確認したことは、今後の統合的な地震波処理の発展に有効であると考えられる。本研究で示した通り、P-S 変換波を生ずる不連続面は表層だけではなく、深部不連続面からの P-S 変換波もイメージング可行である。この場合、Stolt (1978)の示したような深度変換を施す方法が有効である。また、自然地震のレシーバ関数解析と同様に、本手法は表層のみならず P-S 変換波を生ずる地下の速度不連続面をイメージングする手法として考えられる。

議論の最後に、本研究で試行した処理に関する問題点を指摘する。自然地震のレシーバ関数解析は、上方進行波から対象となる地下構造の P-S 散乱に着目した処理と考えることができる。また、なるべく広い範囲の入射地震波の散乱現象を使うという方法は、Rayleigh 積分の実施により散乱体の性質を探るという観点からは長所である。しかしながら、屈折波であるヘッドウェーブを用いる場合 3 点の問題点を指摘できる。1 つは、屈折波の振幅である。屈折率は、一般に臨界角付近で大きく変化することが知られている（例えば、Aki and Richards, 1980）。この臨界角付近での P-P 屈折率の P-S 変換波に対する比率が、臨界角より小さい角度で屈折する波動のその比率と同一である保証はない。そのため、現在の重合という処理では、屈折法探査データおよび自然地震データを用いた際に不連続面ごとに異なるかもしれない相対振幅を補償することができない。2 点目は、屈折法探査データの処理における P-S 変換点の同一性の問題がある。屈折法探査では、受振点と地下構造の三次元性次第ではあるが、一つの受振器に対し、震源のオフセットに拘らず常に同一の P-S 変換点からの信号を記録する可能性がある。そのため、屈折法の複数人工震源に対する応答を重合することが単なる重合による S/N 向上に過ぎなくなる可能性がある。そして、最後の問題は、一つの受振器に対する P-P 屈折点と P-S 変換点の空間的相違である。この最後の問題は、 V_p/V_s 比の大きな表層の場合に顕著になる。両点の空間的な相違が大きければ、上下動成分を水平動成分の入力として扱うレシーバ関数解析の妥当性を、特に深部不連続面のイメージングで損なう可能性がある。

本研究では、前章までに記載したような方法で最終結果を導いたが、必ずしも最適な方法であるか検証がなされた訳ではない。今後の研究では、上述の問題点も考

慮しながら、最適な処理手法についての更なる研究が必要であると考えられる。

6. まとめ

本研究では、屈折法地震探査にレシーバ関数解析を用いることで地下構造のイメージングが可能か検証した。その結果、P 波ヘッドウェーブから上方進行 S 波への変換点のみかけの位置から真の位置への屈折波タイムマイグレーション、そして V_p/V_s 平均速度を用いた $f-k$ マイグレーションによる深度変換を組み合わせることによって、屈折レシーバ関数の地下構造イメージングに成功した。反射点や P 波の屈折点を解析する従来の手法と異なり、本研究の手法は P-S 変換波の変換点からも構造解析が可能であるという点で新しい方法と言える。そして出力された結果は P 波解析の傍証ともなり得る。地殻構造を推定する際に、水平成分データを取り入れることで、たとえ人工地震探査であってもレシーバ関数という新たなイメージング手法が適用可能であることを示すことができた。

更に、屈折法探査データのみならず、自然地震のデータを用いたレシーバ関数と統合的にイメージング処理をすることが可能であることが、少なくとも理論記象の上で示すことができた。自然地震を使ったレシーバ関数解析では、S/N 比向上のために長期の観測による地震数を増加させる必要があるが、人工震源による探査データを併用することが可能であると考えられる。

本研究の手法によるイメージングでは、将来的な問題点も明らかにした。ヘッドウェーブから立ち上がる P 波および S 波の振幅比の問題、一つの受振器に対するヘッドウェーブからの屈折波の発生点が空間的に固定されてしまう問題、そして V_p/V_s 比の大きな表層の場合に、不連続面の異なる箇所 P 波と S 波が立ち上がる問題である。将来の研究では、こうした問題にも焦点を当てて進める必要がある。

謝辞

本研究の遂行に当たり、日本学術振興会からの科学研究費補助金（基盤(C) 課題番号 19560811）、平成 19 年度および 20 年度地球科学総合研究所からの受託研究費および平成 20 年度（独）石油天然ガス・金属鉱物資源機構の基礎研究委託事業（テーマ名：「海底地震記録の 3 成分統合解析による油ガス貯留層の高精度可視化技術の開発」）による補助を戴きました。2 名の匿名査読者には、数多の原稿の不備のご指摘を戴きました。記して関係各位に厚く御礼申し上げます。

参考文献

- Aki, K., and Richards, P.G. (1980): *Quantitative Seismology –Theory and Methods–*, Volume 1, W.H.Freeman and Co., 557pp.
- Ammon, C.J. (1991): The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**(6), 2504-2510.
- Berhkout, A.J. (1985): *Seismic Migration–Imaging of acoustic energy by wave field extrapolation–A Theoretical Aspects* (3rd Revised and Enlarged Ed.), Development in Solid Earth Geophysics, **14A**, Elsevier, Amsterdam, 445pp.
- Chen, L., Wen, L., Zheng, T. (2005): A wave equation migration method for receiver function imaging: 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, **B110** (11), 1-15, doi: 10.1029/2005JB003665.
- Gazdag, J. (1978): Wave-equation migration by phase shift, *Geophysics*, **43**, 1342-1351.
- Korenaga, J. Holbrook, W.S. Kent, B.M. Elemen, P.B. Detrick, R.S. Larsen, H.C. Hopper, J.R. and Dah-Jensen, T. (2000): Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21, 591-21,614.
- Langston, C.A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- Randall, G. E. (1989): Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions, *Geophys. J. Int.*, **99**, 469-481.
- 斎藤秀樹 (1998): 社団法人物理探査学会, 物理探査ハンドブック手法編, 2-2-2章, pp.119.
- 佐々宏一, 芦田譲, 菅野強 (1993): 建築・防災技術者のための物理探査, 森北出版株式会社.
- Savage, M.K. (1998): Lower Crustal anisotropy or dipping layers? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **103** (7), 15,069-15,089.
- Sheehan, A., G. Abers, C. Jones, and A. Lerner - Lam (1995): Crustal thickness variations across the Colorado Rocky Mountains from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, **100**(B10), 20391-20404.
- 清水信之 (1998): 社団法人物理探査学会, 物理探査ハンドブック手法編, 1-6-3, pp.94.
- Stolt, R.H. (1978): Migration by Fourier transform, *Geophysics*, **43**, 23-48.
- Tsujimoto, S., Mikada, H., Onishi, K., Asakawa, E. (2009): Imaging underground structure using receiver function for P-S converted waves, *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, **28** (1), 2,768-2,772, doi: 10.1190/1.3255424.
- Zandt, G., and T. J. Owens (1986): Comparison of crustal velocity profiles determined by seismic refraction and teleseismic methods, *Tectonophysics*, **128**, 155-161.

Imaging of underground structure using receiver function for P-S converted waves –Exploitation of both natural earthquake and refraction survey data–

Subaru Tsujimoto*, Hitoshi Mikada**, Eiichi Asakawa*³, Tada-nori Goto**, and Kyosuke Onishi*⁴

ABSTRACT

The estimation of crustal structure is a key to reveal the tectonic history of the Japanese island arc and to study the future tectonic activity, such as earthquakes, volcanic eruptions, or associated tsunamis. Refraction or reflection wave exploration is one of the methods for deep oceanic crust investigation, but in these methods mainly used is only compressional wave or the vertical component of seismograms. If we use shear wave or horizontal component of seismograms, more precise investigation of crustal structure would become possible. As the first step of such investigations, we focused on the receiver function analysis that estimates the location of subsurface seismic-velocity discontinuities using shear waves from natural earthquake. This study tries to apply receiver function analysis to image subsurface structure using refraction survey data not only from earthquake but from artificial sources on the surface. In the processing of refraction survey data, time migration is first necessary to move each converted point to the true location where refracted wave is generated from the head wave. This is because P-S conversion point, i.e., imaging target, of refracted head wave is different from reflection point of reflection survey data. The f-k migration is then applied to time migrated receiver function for depth imaging. Finally, migrated sections for different source locations or for earthquakes are stacked to produce a single section. Our results demonstrate that the receiver function analysis is applicable to refraction survey data for imaging and results from various seismic methods can be combined after receiver functions are produced and migrated.

Keywords: subsurface imaging, receiver function, refraction survey, natural earthquake, seismic migration

Manuscript received January 6, 2011; Accepted February 7, 2011.

* Geophysics lab, Dept. Civil and Earth Res. Engineering, Kyoto University (Present: Central Japan Railway Co. Ltd.)
Kyotodaigaku-Katsura, Nishikyo-ku, Kyoto 615-8540, Japan

** Geophysics lab, Dept. Civil and Earth Res. Engineering, Kyoto University

*³ JGI Inc.

5-21, Otsuka 1-chome, Bunkyo-ku, Tokyo 112-0012, Japan

*⁴ Geophysics lab, Dept. Civil and Earth Res. Engineering,
Kyoto University (Present: Graduate School of Engineering
and Resource Science, Akita University)

A part of this paper was presented at the 117th in 2007 and at the 119th in 2008SEGJ fall.