

Numerical test for imaging oceanic slab based on a passive-source reverse time migration

*Takashi FURUMURA¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

近年、近地・遠地地震のアレイ観測波形データの逆伝播計算に基づく、地下深部の不連続面のイメージング手法（Passive-source reverse time migration; PSRTM）が提唱され、Moho面や沈み込む海洋プレート形状の推定への適用が議論されている（e.g. Shang et al. 2012; Li et al. 2018; Zou & Cheng 2021）。PSRTMは、地中の境界面で発生したPS、SP変換波を含む観測波形を時間反転し、観測点から地中に逆伝播させることで、変換が発生した境界へ戻す（境界面をイメージングする）手法である。地震波逆伝播計算には、差分法等が用いられ、地下構造モデルとしては既知の1次元ないし不均質構造が用いられる。なお、PSRTM解析では、P、Sの読み取りや震源情報は必要なく、また予めレシーバ関数を求める必要はない。本研究では、日本周辺の海・陸地震アレイ観測データを用いた太平洋スラブのイメージングに向けて、2次元モデルを用いた数値実験を試した。なお、既往研究はPS変換を対象に実施されたが、本研究では変換率の高いSP変換の利用を検討した。

PSRTM数値実験

数値実験は、東北～北海道下に沈み込む太平洋スラブのイメージングを想定し、図1に示す水平580 km、鉛直640 kmの2次元断面で行った。最初に、数値実験に用いる模擬観測波形を計算した地下構造モデルは、ak135速度構造モデル(Kennett et al. 1995)を背景に、厚さ100 kmの太平洋スラブ（背景より+5%の速度異常を持つ）を組み込み、深さ110 kmまで厚さ7 kmの海洋性地殻（-10%）を置いた。スラブ上面深度110～240 kmの範囲にはマントルウエッジ（-5%）を置いた（図a下）。地殻は、CRUST1.0（引用）モデルを参考に、陸域（厚さ35 km）から海域（20 km）にかけて薄く修正した。遠地地震を想定し、モデル深部から平面S波を入射して、地表に20 kmの間隔で並んだ23観測地点での上下・水平動速度波形を計算した（図a上）。レコードセクションを見ると、入射S波のほかにMoho面、スラブ上・下面で生成したSP変換波が確認できる。次に、PSRTM解析では、太平洋スラブ等を含まない、1D速度構造モデル（ak135）を、深さ方向に移動平均を取り境界をスムーズ化したものを用いた（図c）。FDM計算により、200秒間の模擬観測波形を観測点に入力し、地中に向けて逆伝播させた（図b）。このとき、粗い観測点間隔による波動場のエリアジングを避けるために、模擬観測波形には1 Hzのローパスフィルタをかけ、さらに観測点間の波動場をガウス補間することで、なめらかな逆伝播波動場を構築した。逆伝播計算で得られた各時刻の波動場に対し、発散(div)と回転(rot)を求めてP、S波動場に分解した。そして二つの波動場の相互相関を取り、P波とS波が同着する場所（すなわちSPまたはPS変換が起きた境界）をイメージングした（図b）。これを全時間にわたって足し合わせることで、境界面の位置をイメージングした（図2a）。

結果の考察

図cは、鉛直（0°）平面S波入射の場合のイメージング結果である。地殻および深さ230 km程度までの太平洋スラブ上面と海洋性地殻のイメージングが確認できる。イメージングの極性（赤／青）は、境界面の音響インピーダンスに対応する。さらに、平面S波の入射角を---20～20°、5°刻みに行い、イメージング結果を重ねたものを図dに示す。入射S波と速度境界面の角度が変わることで、SP変換が強く発生する場所が変化し、イメージングの範囲が拡大した。また、スラブ下面や海洋性地殻が明瞭化した。410 km不連続面はイメージングできなかった。ほぼ鉛直S波入射ではSP変換効率が小さいため斜め入射が必要である。深さ110～240 kmの範囲で太平洋スラブのイメージングが数キロ浅くなっているのは、上部のマントルウエッジの影響である。イメージングの精度は速度構造モデルに依存するため、例えば、既知の速度トモグラフィの結果を利用することも有効であろう。Zu & Chen(2021)は、マントルとスラブの速度異方性を考慮したPSRTMによる高解像度化

の効果を議論している。なお、本数値実験では、非弾性減衰（ Q ）は考慮しなかったが、減衰の効果を適切に補正（逆伝播計算において振幅を増大させる）することで、深部のイメージング強化も期待される。本実験ではSP変換波を用いたイメージングを行ったが、PS変換波に対しても同様なPSTRM処理が可能である。S波とP波では、入射角による変換波の生成効率が異なるため、SPとPS変換波を相補的に用いることで、イメージングの高解像度化が期待できる。

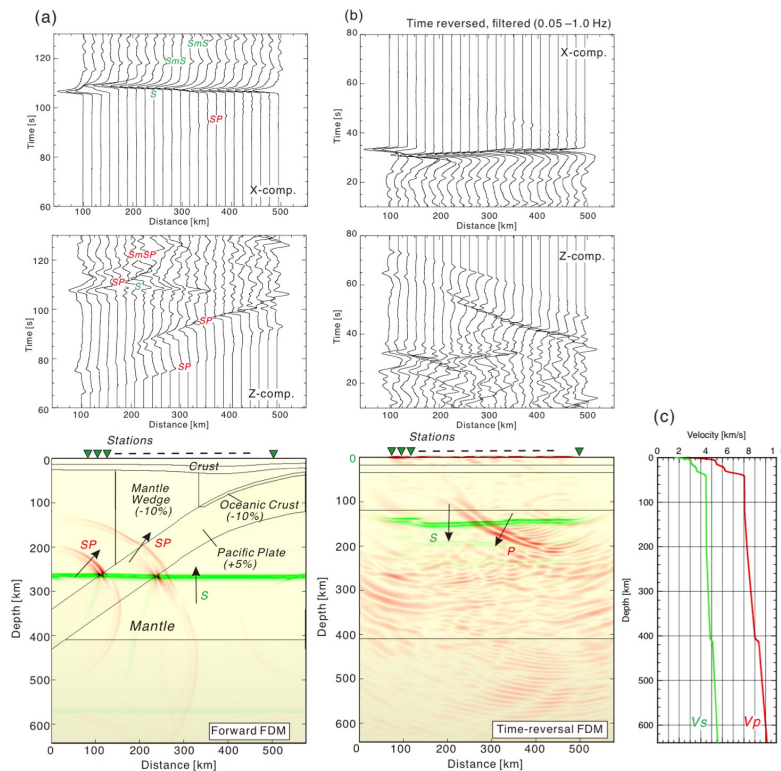


図1.(a) 実験に用いる模擬観測波形の計算。平面 S 波をモデル深部から入射させ、地表観測点での上下(z)、水平(x)成分の地震波形を計算した(緑がS波、赤がP波成分を表す)。計算波形には直達S波のほか、スラブ下面・上面、モホ面等でのSP変換波が含まれる。(b) 時間反転した模擬観測波形を入力とするPSTRM計算。観測点から地中に観測波を逆伝播させ、P、S波動場の相互相関を取りPS変換点をイメージする。(c)PSTRM計算に用いた1次元速度構造(ak135を鉛直方向にスムージング)。

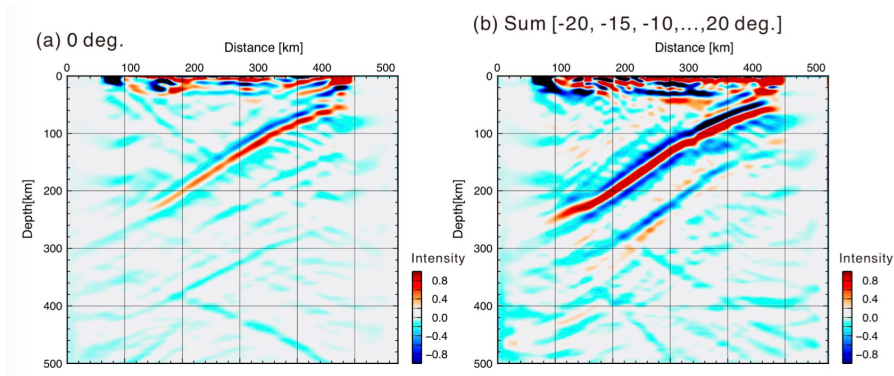


図2. (a)PSTRM 計算から得られた境界面のイメージング画像(地下500 kmまでを表示; 平面S波の鉛直入射=0°の場合)。赤と青は、反射係数の正負を表す。(b) S波入射角 $\pm 20^\circ$ の5°刻みでのイメージング結果のスタック画像。