

## 稠密地震観測網のデータを用いた下部地殻及び最上部マンツルのイメージング

## Estimation of Crust and Uppermost Mantle Structure by Reflection and Receiver Function Analyses

○青木 将・飯尾能久・片尾 浩・澁谷拓郎・三浦 勉・米田 格・澤田麻沙代

○Sho AOKI, Yoshihisa IIO, Hiroshi KATAO, Takuo SHIBUTANI, Tsutomu MIURA, Itaru YONEDA,  
Masayo SAWADA

In the northern Kinki district, the dense seismic observation network has been operated. We carried out reflection and receiver function analyses with high resolution by using the data obtained from this observation network. In the reflection analysis, we obtained three dimensional distribution of reflection strengths in the northern Kinki district. We found a S wave reflector was dipping to the north and LFEs occurred at a high reflection strengths zone. In the receiver function analysis, we also used the data, which obtained from a dense linear array observation conducted in Kii peninsula and obtained the three dimensional distribution of seismic wave discontinuities beneath the Kinki district. As a result of the receiver function analysis, the continental Moho discontinuity becomes shallow to the southward in the Kii peninsula.

## 1. はじめに

近畿地方では、南部においてフィリピン海プレートが沈み込み、琵琶湖西岸地域など北部において新潟神戸歪集中帯(Sagiya et al., 2000)という歪速度の大きな領域の存在が知られている。Iio et al. (2002) は新潟神戸歪集中帯に関して、Water-weakened lower crust model を提案した。このモデルでは、流体がフィリピン海スラブから脱水したり、フィリピン海スラブの存在しない部分を通過したりして下部地殻に存在する事により弱化され、そこに変形が集中し、地表で観測される歪速度が大きくなったと説明されている。

地殻内に流体が存在すれば、反射面などの不均質構造として捉えられる可能性があるが、近畿地方北部では地殻内で反射したと考えられる地震波が多数観測されており、下部地殻内に顕著な S 波反射面が推定されている(片尾, 1994)。Aoki et al.

(submitted) は、2008 年から展開されている稠密地震観測網(三浦ほか, 2010)で捉えられた S 波反射面で反射してきたと考えられる波を含む地震のみを用いて反射法解析が行った。この稠密地震観測網では、既存の定常観測点の間を埋めるように新たに 89 点の地震観測点が設置され、約 20 km であった観測点間隔が約 5 km になっている。そのため先行研究より高解像度な地殻内の反射強度の 3 次元分布及び S 波反射面の広がりが見えやすくなった。しかし、S 波反射面を主たるターゲットとしていたため、近畿地方北部広域の反射強度の分布は見えていない。Aoki et al. (submitted) は、S 波反射面がマントルからの流体によって形成される可能性を指摘しており、近畿地方北部における地震波速度不連続面の深さや形状を理解する事が重要になる。

沈み込むプレートをイメージングする際に、地震波速度不連続面の検出に有効なレーバ関数解析が

行われている。例えば、澁谷ほか(2013)は、稠密リニアアレイ観測により、紀伊半島下のフィリピン海プレートと南東上りの大陸モホ面を推定した。しかし、紀伊半島下の大陸モホ面はほぼ平坦という推定(例えば、Salah and Zhao, 2004)も存在し、解釈が分かれている。一方近畿地方北部では、Ueno et al. (2008)による解析が行われているが、測線の観測点間隔が約 20 km であるため、局所的な不均質構造との対比を行う事が難しい。佐々木(2011)は稠密地震観測網の一部の観測点のデータを用いて preliminary な解析を行い、大陸モホ面を確認した。

本研究では、主に近畿地方北部広域の地殻の反射強度分布について反射法解析、近畿地方全域のフィリピン海プレート及び大陸モホ面の深さ形状についてレシーバ関数解析を行い、流体を一つの鍵として得られた結果の解釈を行った。両解析では稠密地震観測網によって得られたデータを使用するため、先行研究より高分解能な解析を行えると期待される。反射法解析に使用するデータは、2009年1月～2013年12月に発生した M2.0 以上の地震で、反射波の有無に関わらず解析に使用した。使用した観測点数は、近畿地方北部の 128 点である。レシーバ関数解析には、震央距離 $\Delta = 30^\circ \sim 80^\circ$ 、Mw6.0 以上の地震を使用した。稠密地震観測網で得られたデータだけでなく、紀伊半島で行われた稠密リニアアレイ観測のデータ(澁谷ほか, 2009)も同時に処理する事により、近畿地方でのフィリピン海プレート、モホ面の深さや形状を統合的に解釈する事ができるよう努めた。解析期間は、2004年5月～2014年5月である。

## 2. 手法

反射法解析では、Inamori et al. (1992)の手法を改良して解析に使用した。具体的には、各トレースのコード波の部分を使用し、最小二乗法によりコード Q 値( $Q_c$ )を求め、得られた $Q_c$ を用いて振幅補正を行った後、コード規格化法(Aki, 1980)による規格化と深度変換を行う。深度変換を行う際、反射点の位

置は深さと共に震源と観測点の midpoint に漸近するため、反射点の変化量も求めた。使用した速度構造 3.5 km/s で一様である。最後に、地中をブロック(1.5×1.5×1.0 km)に区切り、各トレースがどのブロックを通るか調べた後、ブロック内の振幅の平均をとる事により、3次元的な反射強度の分布を推定した。この反射強度は、規格化を行った際に使用したコード波の振幅を 1 とした時の相対的な値である。

レシーバ関数解析では、Ueno et al. (2008)と同じ手法を用いた。途中デコンボリューションを行うが、スペクトルホールの影響を減らすための方法として、時間拡張型マルチテーパ法(Shibutani et al., 2008)を使用した。また、レシーバ関数イメージを得る際にスタックを行うが、本研究では3次元のブロック(5.0×5.0×3.0 km)でスタックを行う事により、近畿地方北部では初めて地震波速度不連続面の3次元的な分布を求めた。速度構造は JMA2001(上野ほか, 2002)を使用した。

## 3. 結果

反射法解析を行った結果、Aoki et al. (submitted)で報告された反射面を確認した。また、深部低周波地震(LFE)の発生している領域で反射強度が高くなっており、S波反射面とつながっている事が明らかとなった。また、レシーバ関数解析の結果から、近畿地方北部では大陸モホ面がほぼ同じ深さに存在しており、京都府中部で発生している LFE はこの大陸モホ面の直上で発生している事が明らかとなった。この事は、マントルから地殻へ流体が移動する際に、LFE の発生している限られた場所からしか地殻に移動できない事を示唆している。一方、近畿地方南部では、大陸モホ面が南上りになっている事が明らかとなり、澁谷ほか(2013)と調和的な結果が得られた。また、沈み込むプレートから脱水した流体によりマントル物質の蛇紋岩化が発生している可能性があり(澁谷ほか, 2009)、大陸モホ面がイメージングしづらくなっている部分が存在する可能性がある。