

# 近地深発地震波形記録を含む広義レシーバ関数が示す 南海トラフ沈み込み帯の陸域並びに海域下の不均質構造

佐脇泰典

## 1 序論

沈み込み帯プレート境界周辺の詳細な不均質構造を調べることは、スロー地震や巨大地震を含むファスト地震の発生環境の制約という観点で重要である。日本列島では稠密地震観測網の継続観測および GNSS 観測局の整備などにより、断層破壊が緩やかに進行する多様なスロー地震現象が発見され、各所で検出や活動様式の解明が進められている。南海トラフ沈み込み帯では、主にファスト地震固着域の深部側および浅部側でスロー地震が発生し (e.g., Obara & Kato, 2016), これらはプレート境界面における低角逆断層すべり (Shelly et al., 2006) と考えられている。また、様々な沈み込み帯における地震学的構造推定によって、スロー地震発生域周辺の海洋地殻は、P 波速度と S 波速度の比 ( $V_P/V_S$ ) が高く、S 波低速度帯 (LVZ) を示すことが分かっている (e.g., Audet et al., 2009; Hansen et al., 2012; Kato et al., 2010; Kim et al., 2014; Kodaira et al., 2004; Nicholson et al., 2005; Shelly et al., 2006; Shiomi & Park, 2008; Song et al., 2009)。特に、レシーバ関数 (RF; Receiver Function) 法といった、地下の S 波インピーダンス境界面を効率的に検出できる手法によって、海洋地殻が負と正の連続したインピーダンスコントラストを持つ LVZ であることが実証されてきた (e.g., Akuhara et al., 2017; Audet et al., 2009; Hansen et al., 2012)。このような LVZ の特徴は、スロー地震発生域のプレート境界面周辺が高間隙流体圧下にあることを示唆しており、高間隙圧流体が有効法線応力を低下させ、プレート境界における低角逆断層すべりが発生しやすい環境であることが考えられる (e.g., Kodaira et al., 2004; Audet et al., 2009)。一方、スロー地震活動はプレート沈み込み方向や走向方向の空間変化も大きい。LVZ といった詳細な不均質構造についても、沈み込み方向の変化や走向方向の変化は詳しく調べられていないため、スロー地震発生様式の違いやその空間変化を十分には説明できていない。

深部スロー地震の発生場は一意には示されていない。南海トラフ沈み込み帯では、蛇紋岩化したマントルウェッジ先端部で発生すると考えられているが (Kato et al., 2010), 例えば Cascadia 沈み込み帯では、深部低周波地震やテクトニック微動がマントルウェッジより updip 側でも発生する (e.g., Kao et al., 2009; Plourde et al., 2015; Royer & Bostock, 2014)。また、南海トラフ沈み込み帯の深部テクトニック微動の継続期間に着目すると、スロースリップイベントと同期的な継続期間の長いバーストイベント (Episodic Tremor) が updip 側、継続期間が短く比較的定常的に発生するイベント (Continual Tremor) が downdip 側に位置するような、二峰性分布が示された (Obara et al., 2010)。深部側の Continual Tremor は、延性領域とクリープ領域における応力集

中によって発生すると考えられているが (Obara et al., 2010), 二峰性分布を示すテクトニック微動がマントルウェッジ先端部で発生するのか, より updip 側で発生するのか分かっておらず, その発生様式についても十分な説明が与えられていない. 深部スロー地震の発生場を明らかにする, つまり, Episodic Tremor や Continual Tremor を含む深部スロー地震活動がマントルウェッジ先端部で発生するのか, もしくは updip 側プレート境界周辺で発生するのかを詳細な不均質構造から制約できれば, 流体挙動や発生様式のモデル化に寄与できると期待される.

海域の沈み込み帯浅部においては, ポップアップ式の海底地震観測やケーブル式の海底観測網などによって, 南海トラフ (e.g., Sugioka et al., 2012; Tamaribuchi et al., 2022) や日向灘 (e.g., Tonegawa et al., 2020; Yamashita et al., 2015, 2021), 日本海溝 (e.g., Nishikawa et al., 2019; Ohta et al., 2019; Tanaka et al., 2019) などスロー地震活動が検出されてきた. 日向灘における浅部スロー地震の発生は, 九州パラオ海嶺の沈み込みによる影響が大きいと考えられ (Tonegawa et al., 2020; Yamamoto et al., 2013), 九州パラオ海嶺周辺の広域な地下構造推定を行う必要がある. Akuhara et al. (2022) は KPR 直上で稠密 OBS アレイ観測 (半径約 2 km) を行い, 遠地地震グリーン関数 (GF; Akuhara et al., 2019) と表面波分散曲線の次元遷移ベイズインバージョンによって一次元 S 波速度構造を推定したところ, 約 3–4 km の厚みを持つ海底堆積層直下に顕著な低速度帯 (LVZ) を発見した. Akuhara et al. (2022) は, KPR から放出された流体が低透水性の圧密堆積層下部で滞留することによって LVZ が形成されたと考察したが, 半径約 2 km のアレイ観測からは, LVZ および周辺構造の空間的広がりを制約できなかった.

本論では, インピーダンスコントラストを検出する広義の広帯域レシーバ関数法によって, 南海トラフ沈み込み帯深部域と浅部域に特徴的な不均質構造を検出し, それぞれのスロー地震発生様式の制約を行った.

## 2 近地深発地震波形を使用した広義レシーバ関数イメージング

太平洋スラブ内で発生する近地深発地震に着目すると, 西南日本直下で発生するイベントが多く, その波線入射角は遠地震のものと同様かやや大きい. そのため, 近地深発地震波形もレシーバ関数 (RF; Receiver Function) 解析に使用できる. 近地深発地震波形は遠地地震波形に比べて相対的に高周波成分に富んでいるため, 広帯域での RF の計算に向いている. また波線パラメータの値の幅が広いことで, より広範囲の RF イメージが作成することができる利点がある. 特に紀伊半島の RF イメージングでは, 遠地地震 RF イメージに比べて相の連続性が大きく改善された. また, ブラインドデコンボリューション法 (Akuhara et al., 2019) によって直接推定できるグリーン関数 (GF; Green's Function) を含めて, 広義レシーバ関数とした.

### 3 紀伊半島直下の不均質構造と深部スロー地震活動

南海トラフ沈み込み帯深部の紀伊半島では、陸域の定常地震観測点および臨時地震観測点の波形データを用いて、広義 RF イメージングを行った。LVZ は広義 RF イメージの負振幅相（プレート境界面）および正振幅相（海洋モホ面）で示される、沈み込むフィリピン海プレート（PHS プレート）の海洋地殻である。PHS プレート上面の負振幅相は、深さ約 35 km まではシャープで、深部側では空間的に広がった。この結果は Cascadia における RF イメージの特徴と調和的である (e.g., Audet et al., 2009; Hansen et al., 2012)。深部スロー地震の空間分布と比較すると、紀伊半島北東部から中部にかけて、ETS (Episodic Tremor and Slip) 発生域はシャープな負振幅相と対応し、継続時間の短い Continual Tremor (Obara et al., 2010) の震央は負振幅相が幅を持つ領域の直上に位置した。西側では、プレート境界の負振幅相や海洋モホ面の正振幅相が、深部低周波地震の震源周辺から深部側で不明瞭になり、澁谷・平原 (2018) の結果と調和的であった。海洋地殻上面に対応する負振幅相のシャープさまたは明瞭さの深さ変化は、上盤プレートの透水性の変化に対応すると考えられ、流体供給環境の違いによって異なる継続時間を持つテクトニック微動の二峰性分布が生じている可能性がある。テクトニック微動や深部低周波地震がマントルウェッジ先端部で発生するというモデル (e.g., Kato et al., 2010) は、同じ南海トラフ沈み込み帯でも紀伊半島では必ずしも当てはまらず、大陸下部地殻直下のプレート境界周辺で発生している可能性を示した。

### 4 海底地震計方位推定誤差の水深変化と海底背景ノイズの関係

自己浮上式海底地震計 (OBS; ocean bottom seismograph) は、海底面に着底する際に水平動成分がランダムな方位を向いてしまうことから、水平動絶対方位の決定は地震波を用いた様々なデータ解析において非常に重要である。日向灘広域アレイ観測 (Shinohara et al., 2021; Yamashita et al., 2021) に含まれる短周期 OBS と広帯域 OBS の水平動絶対方位を、Rayleigh 波粒子軌跡の解析から推定した (Doran & Laske, 2017; Stachnik et al., 2012)。推定方位誤差は、広帯域 OBS の大半が  $5^\circ$  以下、短周期 OBS の約半数で  $12^\circ$  以下だった。短周期 OBS の中には推定誤差が  $20^\circ$  以上となる観測点が見られ、それらの重要な特徴は、設置水深が 2,000 m 以下で占めていることである。短周期 (1 秒) OBS で確認された方位推定誤差の水深依存性は、その遷移水深が約 2,200–2,600 m の範囲で示され、遷移水深より浅い観測点では測定確度 (Radial 成分と Hilbert 変換した上下動成分の波形相関値) も急激に悪化することが分かった。広帯域 OBS の上下動成分におけるノイズパワースペクトル密度 (PSD) は、10 秒以上の周期で顕著な水深依存性を示し、これは遠地 Rayleigh 波に適用した通過周期帯域 (15–50 秒) 内で、大きく変化することも分かった。上下動ノイズ PSD と水深の負相関関係は、海洋 infragravity 波の水深に対する分散関係式と調和的であったことから、上下動成分の長周期ノイズはコンプ

ライアンスノイズが支配的であることを示した。また、周期 10 秒以上の水平動成分のノイズ PSD は、上下動成分に比べて 15–30 dB 程度高く、水深に対して負相関を示した。海洋 infragravity 波の分散関係式とは調和的ではないことから、水平動成分の長周期ノイズは、局所海流や黒潮の深部流などが浅海底においてノイズレベルを大きく引き上げたと考えた。特に水深 2,000 m 以浅の水平動 PSD の水深変化は、海底流強度の水深による違いに影響を受けている可能性が高い。

浅海底の短周期 OBS について、水平動成分は海底流が Rayleigh 波の SN 比を下げるるとともに、コンプライアンスノイズが Rayleigh 波の上下動波形自体を歪めたことが考えられる。これら両者の影響で、水深 2,000 m 以浅の短周期 OBS について、方位推定誤差が増大し、測定精度の低下を導いたと結論付けた。また、Rayleigh 波偏向解析による方位推定誤差は、海底の環境ノイズレベルの指標となり得る (Doran & Laske, 2017) ことを実証した。本論による日向灘広域アレイを用いた考察は、N-net (Aoi et al., 2020) や他海域の海底地震観測においても、水深依存性を持つ海底背景ノイズレベルが、表面波やノイズ解析に影響を与える可能性を示唆するものである。

## 5 日向灘における不均質構造と浅部スロー地震

南海トラフ沈み込み帯浅部の日向灘では、広域アレイ海底地震観測 (Shinohara et al., 2021; Yamashita et al., 2021) の波形記録から広義 RF を計算し、Akuhara et al. (2022) によって発見された上盤構造内の顕著な LVZ について、その空間分布の制約と、スロー地震活動との対比を行った。KPR 直上周辺の観測点で計算した広義 RF トレースの多くは、遅れ時間 2 秒前後に、一連の負と正の振幅からなる顕著な相、つまり LVZ を示した。LVZ の上面は海面から深さ約 4–8 km に分布し、プレート境界面より浅い観測点が大半だった。Radial 成分の GF イメージでは、プレート沈み込み方向の測線からは、浅部テクトニック微動発生域直上にも、プレート境界面より 3 km 以上浅い LVZ 上面が示された。LVZ が水平距離 100 km 以上の広がりを持ち、日向灘から南西諸島北東部の海底下一帯に、LVZ が分布していることが明らかになった。また、浅部テクトニック微動発生域のプレート境界面は、負振幅相より正振幅相に対応しており顕著な負振幅相は見られなかった。プレート境界面の流体圧が上昇しにくい環境、つまり上盤物質の透水性が高く、九州パラオ海嶺や海洋地殻の脱水流体が鉛直浅部側に透過しやすい環境が考えられる。顕著な負振幅相からなる LVZ の解釈として、圧密によって透水性が低下した海底堆積層で流体が滞留した状況 (Akuhara et al., 2022) を考えると、日向灘の上盤構造中には広大な地殻流体層が存在している可能性がある。さらにこのような環境では、浅部テクトニック微動がプレート境界面だけでなく、鉛直上方への流体移動に関連して発生する可能性も示唆される。浅部スロー地震活動が低調な解析領域北東部では一転して、深部側で負振幅相がプレート境界面とほぼ一致した。音響基盤岩または大陸地殻が PHS プレートと接触することで、明瞭な負振幅相が生じると考えた。テクトニック微動活動

が低調な北東部とテクトニック微動活発域では、プレート境界面における流体挙動や摩擦特性等が異なることが推測される。

## 6 総合討論

紀伊半島の広義 RF イメージで確認されていた、大陸モホ面を示すと考えられる正振幅相の、内陸側から海側へのせり上がりについて考察した。同様の構造は先行研究で示されていたが (e.g., Kato et al., 2014, 澁谷・平原, 2018), 本論文の広帯域 GF ではテクトニック微動発生帯周辺で、正振幅が消失するか振幅が小さくなる傾向が見られた。このことからテクトニック微動発生帯直上と内陸側では、正振幅相に起因する構造が変化している可能性が示唆される。よって、正振幅相が何に起因する構造で何故せり上がっているかについて、次の3点を考察した: (1) 大陸モホ面は浅部固着域の直上までせり上がっているが、*downdip* 側に比べて速度コントラストが小さい, (2) 大陸モホ面はそもそも *updip* 側までせり上がっておらず、別の地震学的境界とすり替わっている, (3) 高密度・高速度の深成岩体の存在。(1)については、大陸モホ面であると仮定すると、マントルウェッジ先端部は引き延ばされて、PHS プレーートの沈み込みと逆方向に引き上げられる状況になり、蛇紋岩が深さ 10–20 km までプレート境界の上盤側に存在する、という解釈になる。蛇紋岩化したマントルウェッジ先端部では蛇紋石が相転移すると考えられ、インピーダンスコントラストの大きさの変化を起し得るが、周波数依存性については説明できていない。(2)については、コンラッド面に置き換わっている可能性を検討した。コンラッド面は上部地殻と下部地殻を分ける地震学的境界で深さは約 15–20 km と考えられ (Katsumata, 2010), 広帯域 GF では内陸側に類似した正振幅相が確認されている。コンラッド面はモホ面に比べて速度コントラストが小さく、広帯域 GF によってより詳細な不均質構造として検出できた可能性がある。しかし、テクトニック微動発生帯直上の正振幅相との空間的連続性は悪く、せり上がる正振幅相の *updip* 側がコンラッド面に起因するかは確証がない。(3)は紀伊半島南部における中期中新世の深成岩体が正振幅相を作り出したと考えた。地質学的調査、地震波走時トモグラフィ、重力データなどから、深成岩体は深さ約 5–20 km の基盤岩中に広域に存在し、高密度で地震波高速度の岩体と考えられる (e.g., Honda & Kono, 2005; Kimura et al., 2018; Tsuji et al., 2013)。P 波速度構造 (Arnulf et al., 2022) と広帯域 GF イメージを比較すると、テクトニック微動発生帯直上で、深成岩体に起因する高速度領域とせり上がった正振幅相が一致した。岩体中の速度変化がモホ面よりも連続的であることを考えると、この領域の正振幅相が深成岩体に起因するならば、広帯域 GF でインピーダンスコントラストが低下したことを説明できる。よって正振幅相は、内陸側ではマントルウェッジによって持ち上げられた大陸モホ面であるのに対し、スロー地震発生帯直上の正振幅相は上盤プレート内の深成岩体に起因し、見かけ上大陸モホ面がせり上がっているようにイメージされた、と考えた。

続いて、広義 RF 法や OBS を用いた海底背景ノイズ観測の展望を述べた。広義 RF 法の展望として、(1) 海

洋モホ面のインピーダンスコントラストの大きさや厚さを推定し、海洋プレートの生成過程を調べることで、(2) 三次元速度構造を生かした GF イメージングの実施、(3) スロー地震活動に応じたインピーダンスコントラストの時間変化の検出、を提案した。また、本論文の広域 OBS アレイの解析で示されたような海底ノイズレベルの水深依存性を、現在整備中の N-net (Nankai Trough Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis; Aoi et al., 2020) でも検証することや、他の海域でも同様な解析を行うことが重要である。コンプライアンスノイズや海底付近を流れる海流などによる背景ノイズレベルが、他の海域でも OBS の方位推定誤差にどのような影響を与えるのか更なる研究を行うことで、海底環境について地震学および海洋学的観点での理解がさらに深まると期待される。

## 7 結論

本論では、インピーダンスコントラストを検出する広義の広帯域レシーバ関数イメージングによって、南海トラフ沈み込み帯深部域（紀伊半島）と浅部域（日向灘）に特徴的な不均質構造を検出し、それぞれのスロー地震発生様式の制約を行った。陸域の地震計だけではなく海底地震計にもレシーバ関数 (RF) 法を適用するため、近年開発されたマルチチャンネルブラインドデコンボリューション法によって、グリーン関数 (GF; Akuhara et al., 2019) も計算した。また、通常の遠地地震記録だけでなく、太平洋スラブ内で発生する近地深発地震の波形も広義 RF 解析に使用できることを示し、像の連続性が大きく改善された。本論文では、近地深発地震波形記録を含む広義 RF イメージによって、スロー地震発生帯の沈み込む海洋地殻周辺に顕著な S 波低速度層 (LVZ) を検出した。ともに広義 RF イメージの負振幅相および正振幅相からなり、鉛直下部の高速度境界と鉛直上部の低速度境界に挟まれた構造である (e.g., Audet et al., 2009)。

紀伊半島では深部スロー地震発生帯付近から浅部に至って、海洋地殻が LVZ を示した。特に北東部では ETS 発生域とシャープな負振幅相が対応し、大陸下部地殻直下のプレート境界周辺で Episodic Tremor が発生している可能性を示した。深部スロー地震活動がマントルウェッジ先端部で発生するというモデル (e.g., Kato et al., 2010) は同じ南海トラフ沈み込み帯でも紀伊半島では必ずしも当てはまらない。これは同じ沈み込み帯であっても、プレート走向方向の不均質構造変化が大きいことを意味する。プレート境界面周辺の多様な地震活動の発生様式や流体の挙動を不均質構造の単一モデルで説明するのではなく、プレート走向方向の空間変化としても捉える必要がある。

日向灘の浅部スロー地震発生域では、プレート境界面ではなく、上盤構造中に LVZ を検出した。水平距離 100 km に渡る海底下一帯に、LVZ が分布することが明らかになり、広大な地殻流体層の存在が示唆された。一方、浅部スロー地震活動が低調な領域では、深部側で負振幅相がプレート境界面とほぼ一致した。プレート境界面における流体挙動や摩擦特性の空間変化を反映している可能性がある。

今後はさらに、海域（浅部）から陸域（深部）にかけて、沈み込み帯を一連の構造として理解する必要がある。陸域観測と海域観測を結合した不均質構造の推定は試みがあるものの、観測空白域によって構造の連続性は不十分な場合が多い。観測空白域を埋めるような観測を進め、光ファイバー技術などの新しい観測技術を活用することで、沈み込み帯の連続的な不均質構造から、スロー地震活動や巨大地震を含むファスト地震の発生過程の理解を深めることが期待できる。